

SÉRIE A, N° 3024

N° D'ORDRE :

3896

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

André CAIRE

1^{re} THÈSE.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA RÉGION DES BIBAN (ALGÉRIE)

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 12 Juin 1957 devant la Commission d'examen.

MM. L. BARRABÉ, *Président.*

P. PRUVOST,

L. GLANGEAUD,

P. FALLOT, *Invité.*

} *Examineurs.*

TOME II

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Professeurs

Doyen J. PERES

G. JULIA T Anal. sup. et Algèbre sup.
 E. DARMOIS T Enseignement de Physique
 FOCH T Méc. phys. et expérimentale
 PAUTHENIER T Électrotechnique générale
 DE BROGLIE T Théories physiques
 JOB T Chimie générale
 PRENANT T Anat. et Histol. comparées
 GARNIER T Géométrie supérieure
 PERES T Mécan. des fluides et appl.
 LAUGIER T Physiologie générale
 M. CURIE T Physique (P.C.B.)
 BARRABE T Géol. struct. et Géol. appl.
 G. DARMOIS T Calc. des prob. et Phys. Math.
 J. BOURCART T Gréogr. Phys. et Géol. dyn.
 PLANTEFOL T Botanique
 GRASSE T Évol. des êtres organisés
 PRÉVOST T Chimie organique
 BOULIGAND T Appl. de l'anal. à la Géom.
 CHAUDRON T Chimie appliquée
 WYART T Minéralogie
 TEISSIER T Zoologie
 MANGENOT T Biologie végétale
 P. AUGER T Phys. quantique et Relat.
 MONNIER T Physiologie des fonctions
 PIVETEAU T Géologie
 ROCARD T Physique (E.N.S.)
 H. CARTAN T Mathématiques (E.N.S.)
 LAFFITTE T Chimie générale
 FAVARD T Mécanique générale
 COULOMB T Physique du Globe
 M^{lle} COUSIN T Biologie animale (P.C.B.)
 CHRETIEN T Chimie minérale
 P. DRACH T Zoologie
 KASTLER T Physique
 EPHRUSSI T Génétique
 WURMSER T Biol. Physico-chimique
 RIVIERE T Géologie (S.P.C.N.)
 GAUTHERET T Biologie végétale (P.C.B.)
 LUCAS T Recherches physiques
 A. THOMAS T Biologie cellulaire
 ARNULF T Optique appliquée
 M. MORAND T Physique
 SOLEILLET T Physique
 FORTIER T Méc. expér. des fluides
 DANJON T Astronomie
 FROMAGEOT T Chimie biologique
 LAPORTE T Phys. génér. et radioactivité
 JANET T Méc. anal. et Méc. céleste
 PETIT T Biologie maritime
 QUENEY T Météor. et dyn. atmosphér.
 GALLIEN T Embryologie
 EICHHORN T Biologie végétale (P.C.B.)
 DE CUGNAC T Biologie végétale (P.C.B.)
 M^{lle} CAUCHOIS T Chimie physique
 THELLIER T Physique du Globe
 AUDUBERT T Electrochimie
 L'HÉRITIER T Génétique
 GRIVET T Radioélectricité
 PONCIN T Mécanique des fluides
 THIRY T Mécanique appliquée
 DUBREIL T Arith. et théor. des nombres
 QUELET T Chimie organique
 CAGNIARD T Géophysique appliquée
 CHAMPETIER T Chimie macromoléculaire
 CUVILLIER T Géol. struct. et Géol. appl.
 JUNG T Pétrographie
 TRILLAT T Microscopie et diffraction
 électronique

WIEMANN T Chimie organ. structurale
 JACQUINOT T Spectrosc. et Phys. céleste
 VASSY Physique de l'atmosphère
 DESTOUCHES Théories physiques
 P. PRUVOST T Géologie
 AMIEL T Chimie (P.C.B.)
 HOCART T Minéralogie
 J.-P. MATHIEU T Physique (P.C.B.)
 COUTEAUX T Biologie animale (P.C.B.)
 MAY T Biologie animale (P.C.B.)
 CHOQUET T Calc. diff. et intégral
 FELDMMANN Biologie (P.C.B.)
 GUINIER T Physique (P.C.B.)
 JOST T Biologie (P.C.B.)
 FORTET T Calc. des probabilités
 SCHWARTZ T Méth. Mathém. de la Phys.
 CHOUARD T Physiologie végétale
 MALAVARD T Aviation
 BRELOT T Calcul différentiel
 NORMANT T Chimie (P.C.B.)
 BENARD T Chimie (P.C.B.)
 BUVAT T Botanique (E.N.S.)
 DUGUE T Statistiques mathématiques
 GELOSO T Chimie (S.P.C.N.)
 SOULAIRAC T Psychophysiologie
 ULRICH T Physiologie végétale
 MARÉCHAL T Optique théor. et appl.
 KIRRMANN T Théories chimiques
 CHADEFAUD Botanique
 DESTRIAU T Physique (M.P.C.)
 M^{lle} LE BRETON Physiologie générale
 SALEM T Mathématiques générales
 LELONG T Mathématiques générales
 DEVILLERS Anat. et Histol. comparées
 EHRESMANN T Topologie algébrique
 FRANCON Physique (M.P.C.)
 GLANGEAUD T Géographie physique et
 Géologie dynamique
 GODEMENT T Mathématiques (M.P.C.)
 PISOT T Calcul des Probabilités
 ROCH (E.) Géologie
 SCHATZMANN Astrophysique
 TERMIER T Paléontologie stratigraph.
 ZAMANSKY T Mathématiques générales
 JOLIOT T Phys. nucl. et Radioactivité
 LENNUIER Physique (P.C.B.)
 RIZET Génétique
 M^{me} TONNELAT Théories Physiques
 DIXMIER Mathématiques (M.P.C.)
 SOUCHAY Chimie (P.C.B.)
 AIGRAIN Physique (P.C.B.)
 BRUSSET Chimie (P.C.B.)
 M. LÉVY Physique théorique
 LENORMANT Physiologie
 M^{me} CHAIX Chimie biologique
 M^{me} HUREL-PY Biol. végétale (P.C.B.)
 PIAUX Chimie (P.C.B.)
 BRUN Mécan. expér. des fluides
 LEDERER Chimie biologique
 M^{me} DUBREIL-JACOTIN Mathématiques
 M^{me} LELONG-FERRAND Mathém. (E.N.S.)
 BELLAIR Géologie (S.P.C.N.)
 COTTE T Physique (M.P.C.)
 DUBOIS J. Chimie
 LAMOTTE Zoologie (E.N.S.)
 LE ROLLAND Mécanique des fluides
 MICHEL Chimie (P.C.B.)

Secrétaire général C. MONIER

STUDE GÉOLOGIQUE

DE LA

RÉGION DES BIBAN

THÈSES

Sciences

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

VOIE DEVOIR

ÉTUDE GÉOLOGIQUE

DE LA

ANCIENNE

RÉGION DES BIBAN

1^{re} THÈSE

ÉTUDE GÉOLOGIQUE

DE LA RÉGION DES BIBAN (ALGERIE)

2^e THÈSE. — Préparée pendant son séjour à la Faculté.

Reçue le 12 Juin 1907 devant la Commission d'examen.

M. C. BARRIÈRE, Président

F. PELLISSIER,

A. BLANCHARD, Rapporteur

A. PILLON, Secrétaire

TOME II



SÉRIE A, N° 3024

N° D'ORDRE :

3896

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

PAR

André CAIRE

1^{re} THÈSE.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA RÉGION DES BIBAN (ALGÉRIE)

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 12 Juin 1957 devant la Commission d'examen.

MM. L. BARRABÉ, *Président.*

P. PRUVOST,

L. GLANGEAUD,

P. FALLOT, *Invité.*

} *Examineurs.*

TOME II



QUATERNAIRE

Morphologie, dépôts, caractères du réseau hydrographique et phénomènes de décomposition.

I. — AVERTISSEMENT

L'histoire récente du Tell algérien ne peut être dissociée de l'évolution morphotectonique et des oscillations du climat. Ce dernier a fait l'objet de notes sommaires dans l'introduction du présent mémoire. Je donnerai par ailleurs, dans l'étude tectonique, quelques renseignements sur les déformations plio-quaternaires de l'Atlas tellien. Quant à l'étude des formes d'érosion et des dépôts, elle fera l'objet de quelques descriptions dans les lignes qui suivent. Dans une prochaine publication, je me propose d'étudier, avec plus de détails, tous les problèmes relatifs au Quaternaire bibanique.

II. — LES GRANDES FORMES D'ÉROSION

Certaines formes d'érosion donnent leur cachet à de nombreux paysages. Il s'agit de surfaces étagées, à profil longitudinal légèrement concave, largement représentées dans la plaine de la Medjana, mais disséquées, sur le versant méditerranéen, par d'innombrables ravins. Ces surfaces se rattachent à la grande famille des pédiments¹, mais représentent, plus précisément, des glacis de versant. Elles sont parfois nues (glacis rocheux) ou couvertes d'un revêtement alluvial lui-même nivelé (glacis alluviaux). Ce revête-

1. Les pédiments et formes apparentées ont suscité une littérature très abondante. Je citerai parmi les ouvrages récents, les travaux de H. Baulig (1950a, b, 1951, 1952), P. Birot (1953), A. Cailleux (1949b, 1950), J. Despois (1953), L. Don Leet et S. Judson (1954), J. Dresch (1941, 1949c), F. Joly (1949, 1952), L. C. King (1953), G. Mistardis (1950), F. K. Morris (1952), B. A. Tator (1952a, b), Divers auteurs dans : aspects de la géomorphologie du Maroc (XIX^e Congr. géol. int., 1952, Mon. rég., 3^e sér., n^o 3).

Dj. en Nador

Oulad Aicha

Draa Seliet



1



2

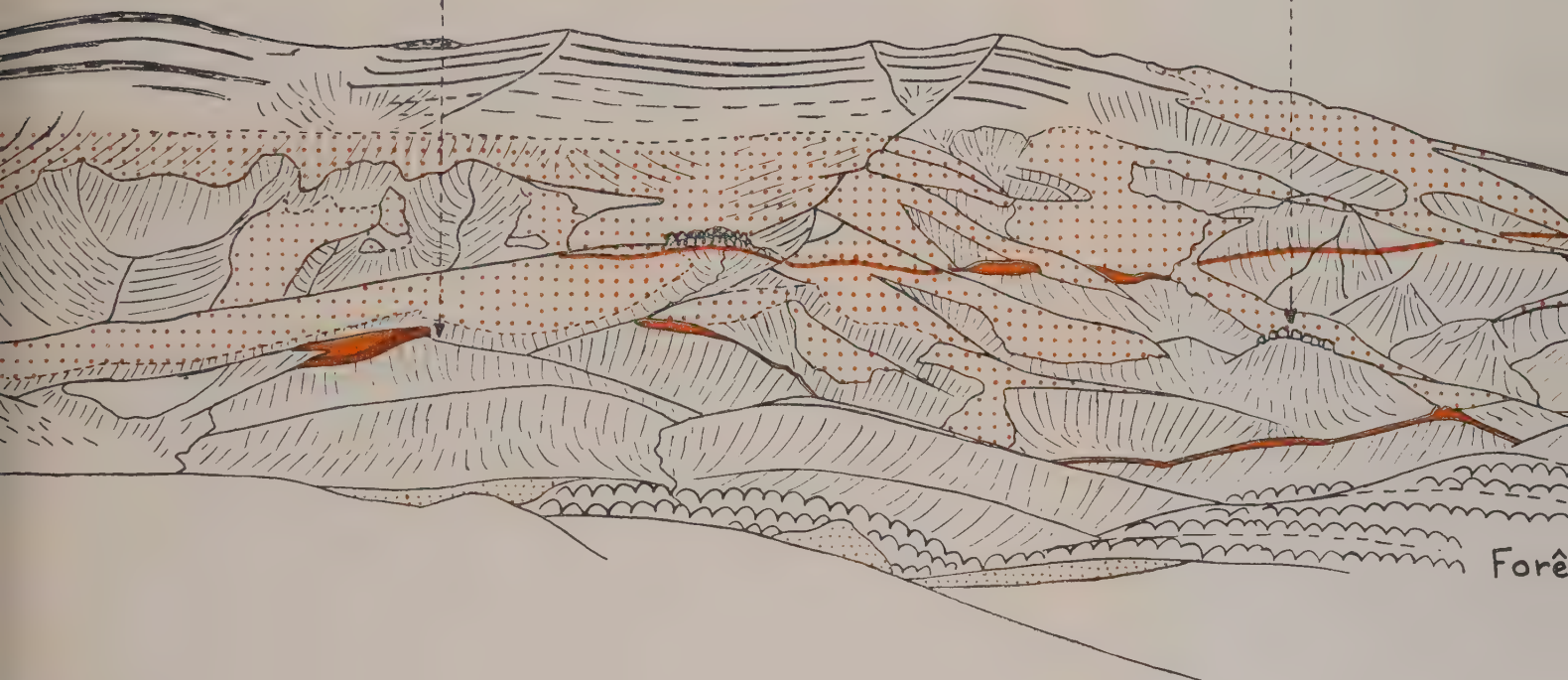


3



Sidi bou Chemal

Tizi Kalaa



Forêt

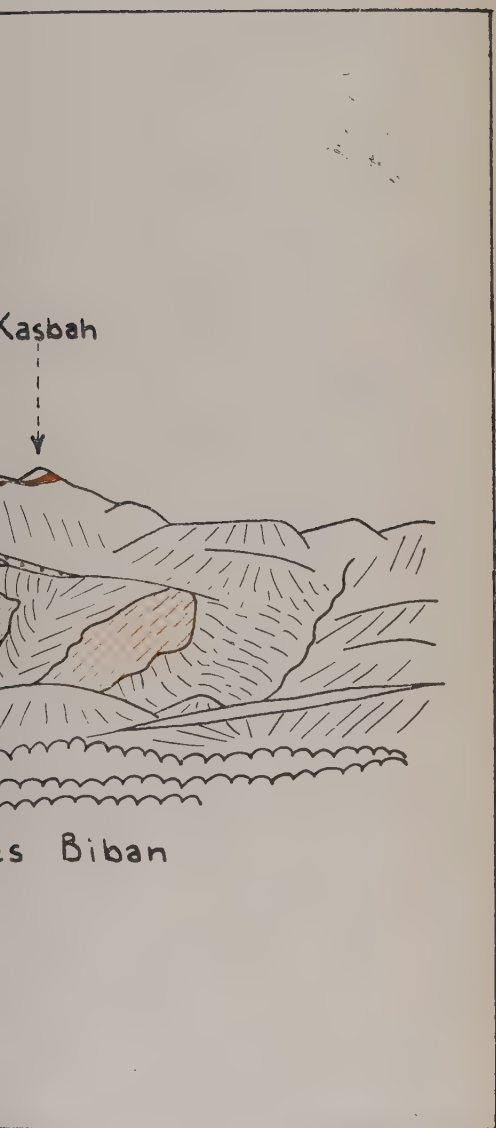


FIG. 59. — Le Djebel Mzita, vu du marabout
Sidi Belkasssem près de Mansourah.

- 1 : éboulis et glacis supérieur ;
- 2 : glacis moyen avec éboulis remaniés ;
- 3 : glacis inférieur ;
- 4 : Trias : la semelle triasique inférieure, passant près de Sidi bou Chemal et sous Dj. en Nador, supporte la lame B₁ ; la semelle triasique supérieure, passant sous Kasbah et Oulad Aïcha, forme la base de la lame B₂.

découpé en lanières par d'étroits et profonds ravins. Sur sa bordure aval, tronquée par un talus à pente raide, et le long des entailles d'érosion, les blocs gréseux formant son revêtement s'éboulent et se répandent dans les oueds et sur le glacis disposé en contre-bas.

Un second glacis, très morcelé, est couvert de blocs de plus faible taille, moins arrondis. Il est accidenté de buttes dont les sommets portent des témoins du glacis supérieur : Entre le Djebel Mzita et les reliefs résiduels d'Iril ou Fournà (au NE de la gare de Mzita) on peut évaluer la pente du glacis supérieur, qui atteint environ 5°. Les épandages des piémonts disséqués ne sont plus fonctionnels, comme l'indique la patine des blocs rocheux situés à leur surface (*cf.* Cailleux A., 1949).

Ces deux premiers glacis se fondent localement en un seul (fig. 59).

Un troisième glacis, laisse apparaître le *bed rock* sous un revêtement limoneux ou caillouteux discontinu. Localement polygénique, il se décompose en plusieurs banquettes aplanies qui s'étagent sur les rives de l'oued principal. Les oueds qui s'encaissent dans ces glacis dégagent actuellement une nouvelle surface par érosion latérale, à partir du niveau de base local représenté par le collecteur principal. Le glacis en cours d'élaboration n'est encore réduit qu'à des vallées élargies, à fond plat. D'ailleurs, il ne semble pas que l'érosion latérale des oueds suffise à dégager de larges glacis. Il faut faire intervenir aussi le phénomène autonome du recul des versants (*cf.* King L.C. 1953) et, secondairement, l'écoulement en nappe.

Sur le versant N du Djebel Mzita — et d'autres massifs montagneux de la zone subbibanique, on observe des glacis suspendus. Leur dégagement n'a pu s'effectuer qu'à partir d'un « niveau de base » situé dans la zone bibanique ou dans le sillon de la Soummam. On verra, après l'étude structurale, que la seconde solution mérite seule d'être retenue (p. 763).

Les glacis observés dans les parties basses de la dépression subbibanique offrent un certain nombre de caractères constants. Les différences enregistrées proviennent de la structure et de la nature lithologique des versants, de la distance variable séparant le talus rocheux de l'oued qui constitue le niveau de base local de l'érosion. On en rencontre un échantillonnage suffisant entre les Portes de Fer et Mzita.

Dans la région d'Ouled Ali, le revers méridional de la chaîne des Biban est couvert de très beaux glacis contraires, établis sur les couches sénoniennes déversées au S. Dans le secteur d'Aougni Mellelen, à l'E de la Grande Porte de Fer, on observe les éléments morphologiques suivants (fig. 60, en haut) :

— corniche constituée par l'arête rocheuse du Cénomanien supérieur,

— talus rocheux, accidenté de ressauts correspondant aux petites barres calcaires du Sénonien, disséminées au sein des marnes.

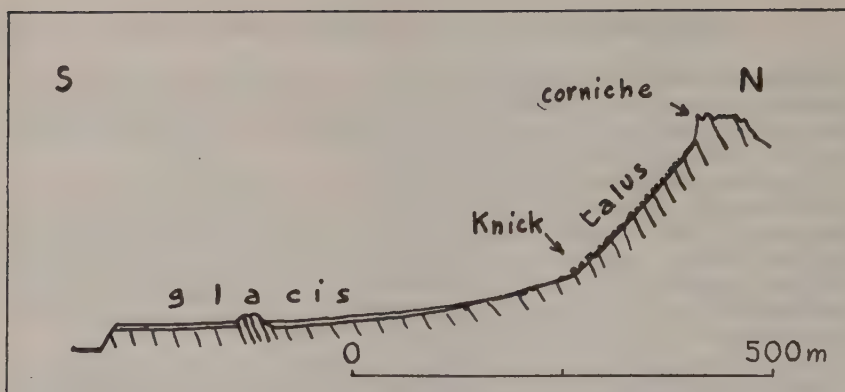


Fig. 60. — Profils de versants dans la région des Portes de Fer.

En haut : Glacis contraire au S d'Aougni Mellelen (v. pp. 495-497).

Sur le glacis, l'érosion due à l'écoulement en nappe, est trop faible pour réduire les bandes rocheuses les plus dures, qui émergent de la couverture limono-caillouteuse. Les hachures obliques représentent le pendage des couches, qui sont ici déversées au S.

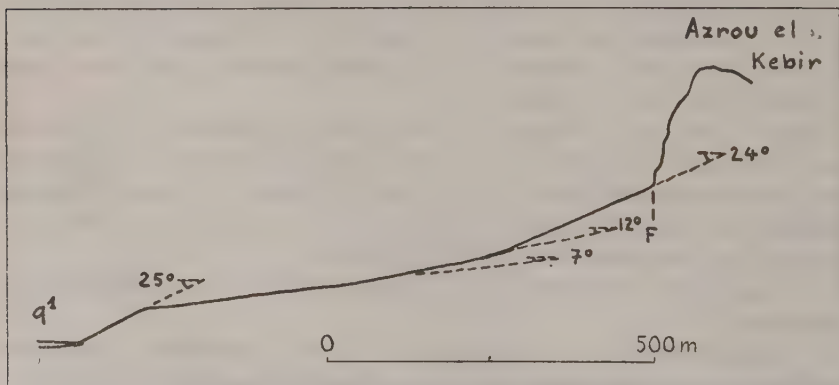
En bas : Formes d'érosion au pied d'Azrou el Kebir.

La falaise d'Azrou el Kebir représente une corniche rocheuse (parement libre) qui recule très lentement. Elle est séparée, par une faille F, de marnes et calcaires sénoniens. La pente décroissante qui s'étend au pied de la falaise, et tranche un anticlinal de Sénonien marno-calcaire, comprend trois sections, plus ou moins distinctes suivant les points :

Le talus de 24° , couvert d'un manteau discontinu d'éboulis, pénètre dans les anfractuosités de la paroi rocheuse. La pente de 12° est couverte de débris. Elle passe progressivement au glacis de 7° , couvert de limons et de cailloutis, et localement fossilisé par des travertins.

Le talus de 25° borde la terrasse récente de l'Oued Azerou (q_1). Couvert d'éboulis, il a atteint une pente d'équilibre et représente l'ébauche d'un nouveau cycle. En reculant parallèlement à lui-même, ce talus abandonnera un nouveau glacis à faible pente.

— Le même type de profil peut être observé en d'autres points de la zone subbibanique, dans les marnes sénoniennes et dano-montiennes qui affleurent au pied d'une corniche calcaire éocène.



Des rills encombrés de cailloutis anguleux y dessinent des stries parallèles,

— *knick* plus ou moins marqué entre la section rocheuse précédente et le glacis proprement dit,

— glacis couvert de limons et de blocs rocheux éboulés de la corniche, parfois interrompu par des affleurements de roche dure (calcaires).

Les ravins entaillant le glacis sont fortement encaissés et débouchent sur un glacis inférieur, formant le petit cirque à l'E de l'Arrêt d'Ouled Ali. Ils sont empruntés par de petits oueds qui élargissent leur lit par érosion latérale. Vers la terminaison occidentale de l'arête cénomaniennne, le glacis principal est décollé du talus rocheux par des ravins transversaux.

Entre l'Oued Azerou et la chaîne de même nom, les niveaux tendres du Sénonien et de l'Éocène sont tranchés par des glacis conformes ou contraires. Le glacis qui se développe au pied de la falaise calcaire d'Azrou el Kébir, et qui s'insinue dans les anfractuosités de la corniche, est couvert d'éboulis grossiers dans sa partie amont, de limons et cailloux dans sa section inférieure. Il se raccorde, par un talus, à la terrasse de rive gauche de l'Oued Azerou. Par ailleurs, il est disséqué en lanières par des ravins. Les petits oueds responsables de cette dissection tranchent parfois la terrasse pour se rendre à l'Oued Azerou. Mais, en d'autres points, ils se perdent sur des cônes de déjection surbaissés, à profil convexe vers le haut. C'est que la pente du cône suffit tout juste au transport des alluvions par les oueds qui descendent, à pleine charge, des ravins (*cf.* H. Baulig, 1951).

Je signalerai au passage le grand développement des travertins qui, sur le flanc E de la chaîne des Azerou, témoigne de l'activité passée des sources thermo-minérales. Les plus anciens de ces dépôts recouvrent des surfaces à faible pente, qui sont probablement des témoins d'anciens glacis de versant.

Autour de Ras Afirouh, sur la rive droite de l'oued Azerou, plusieurs glacis s'étagent en bordure de la route nationale. Les marnes sénoniennes, tronquées par des surfaces aplanies, sont généralement couvertes par une mince couche de terre fine, qui s'accumule, de place en place, derrière les touffes d'Halfa. On y observe, avec netteté, le processus de démantèlement de ces glacis installés sur roche tendre. Des rigoles en V largement évasé, de quelques centimètres à quelques décimètres de profondeur, débouchent bru-

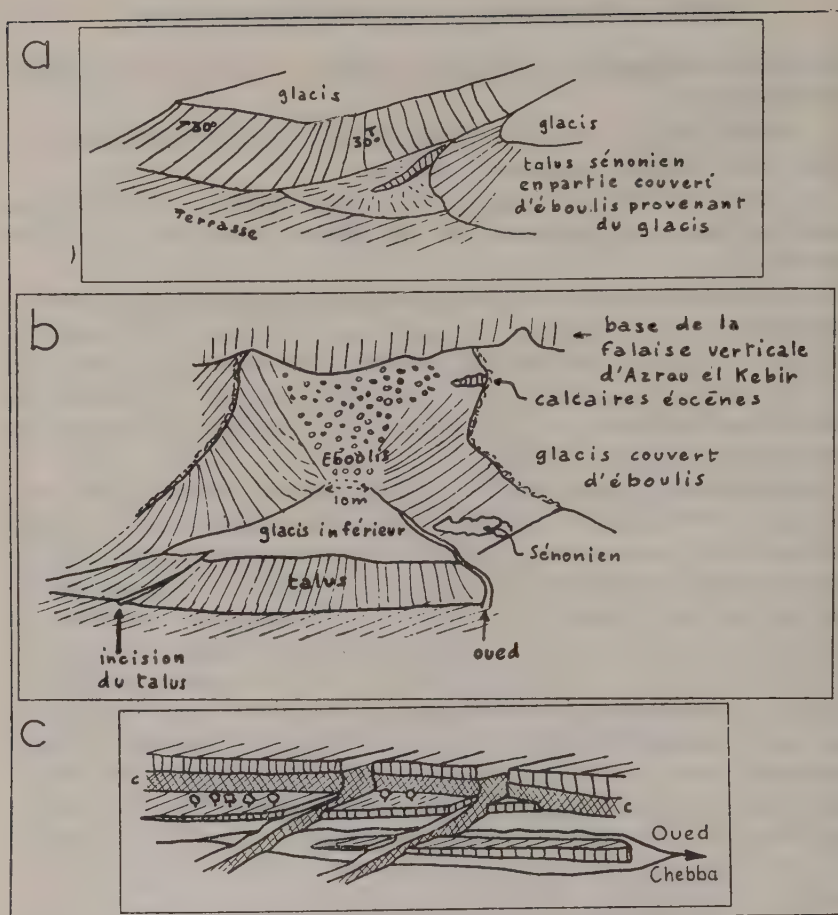


FIG. 61. — Formes d'érosion et de remblaiement dans la région des Portes de Fer.

- a. Dissection d'un glacis de versant sur la rive gauche de l'Oued Azerou. Le glacis est découpé en lanières. Dans l'exemple présent, un oued se perd sur un cône de déjection surbaissé, formé de limons et de blocs calcaires. Les plongements indiqués se rapportent à la pente du talus.
- b. Emboîtement de glacis sur la rive gauche de l'Oued Azerou. L'oued disséquant le glacis inférieur rejoint l'Oued Azerou. Comme dans l'exemple précédent, les talus sont couverts d'éboulis et de limons, sauf en de rares points où affleurent le Sénonien ou l'Éocène du substratum.
- c. Terrasses polygéniques de l'Oued Chebba près de la station des Portes de Fer. Les divers lambeaux de terrasses offrent une épaisseur décroissante de l'aval (2 à 3 m) vers l'amont. Les plus élevés sont plantés d'oliviers. Au pied de la terrasse supérieure apparaissent les couches crétacées en place (c). Les deux sections transversales indiquent les relations entre alluvions et substratum crétacé.

talement dans des ravins aux berges escarpées et à fond plat. C'est le passage entre *rill-érosion* et *gully-érosion*.

Dans la région collinaire qui s'étend au S de la chaîne des Azerou, on distingue deux groupes de formes : Dans les secteurs où les calcaires éocènes affleurent au milieu des marnes sénoniennes ou lutétiennes, se développent des glacis de versant. Lorsque les marnes existent seules, on n'observe plus que des croupes arrondies, portant localement la trace d'anciennes surfaces d'érosion, et désignées sous le nom de Draa. Ces collines au relief mou, à section inférieure concave, sont vigoureusement entaillées par de nombreuses rigoles et offrent parfois un aspect de *bad lands*. De très beaux phénomènes de glissement peuvent être étudiés sur certaines pentes marneuses, où niches de décollement, cuvettes de *slumping* et bourrelets de *flowage* gardent, durant plusieurs années, des formes très fraîches.

2° Réseau hydrographique :

Les ravins encaissés, qui s'irradient sur les talus et les glacis, dessinent un chevelu très dense. Petits oueds ou chabets sont des agents d'érosion très actifs car ils transportent, au cours des crues, une charge abondante et de fort calibre. Profondément encaissés dans les glacis d'érosion, ils rendent bien souvent le parcours des versants extrêmement difficile. Sur les épaulements et les banquettes cultivées par l'indigène, leur installation représente la phase d'« érosion mortelle », et leur développement pose l'angoissant problème de l'érosion accélérée, si bien décrite, en Oranie, par M. Benchetrit (1954). On peut observer actuellement, sur les glacis de versant, de nombreuses incisions qui se développent rapidement au cours des pluies brutales. Ces ravins coupent les pistes, et le Service des Ponts et Chaussées a bien du mal à les canaliser vers les ponceaux de la route nationale. Lorsque ces derniers sont colmatés, les oueds ravinent le tapis goudronné ou transportent sur la chaussée des limons mêlés de cailloux.

Les oueds de moyenne importance sont bordés de banquettes alluviales suspendues. Le sommet de leur remplissage alluvial récent est concave. Cette disposition indique l'importance des apports latéraux (Tricart J., 1947). Les petits ravins qui dissèquent les versants apportent une grande quantité de débris au drain principal qui ne peut les évacuer rapidement et s'engorge. On peut en prendre comme exemple l'Oued Hazazgour, au NE de Man-

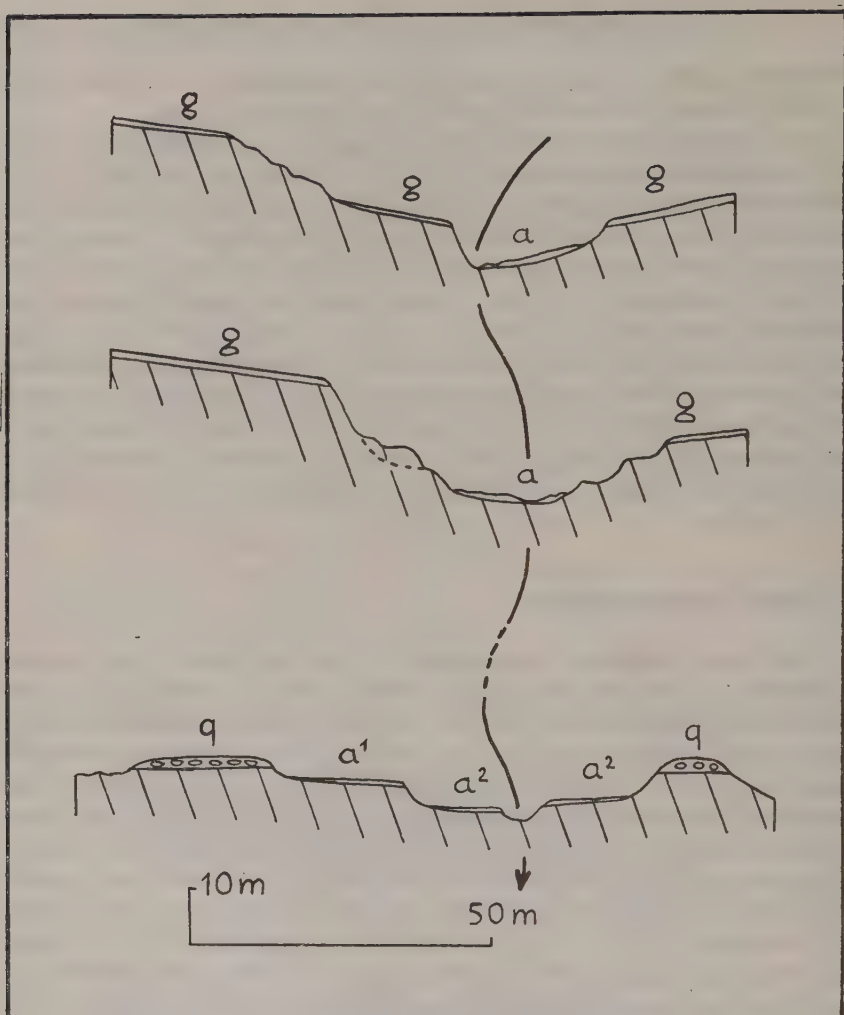


FIG. 62. — Coupes transversales de vallées dans la zone subbibanique.

Les deux coupes supérieures sont prises le long de l'Oued ben Daoud, coulant sur le Lutétien supérieur, aux abords du point C.L. 637 - 310 ; la coupe inférieure sur les rives de l'Oued Tigoudine, coulant sur le Sénonien, au N de la gare de Mzita.

g : glaciis de versant couverts de limons ; a : alluvions fluviatiles ; a¹ : terrasse supérieure ; a² : terrasse inférieure ; q : témoins du glaciis d'Irîl ou Fournâ (v. fig. 59) couvert de blocs de grès numidiens.

On notera :

- sur la coupe supérieure, le sapement de la berge concave ;
- sur la coupe moyenne, le glissement s'effectuant sur le talus conforme de rive droite.
- sur la coupe inférieure, les glaciis inférieurs formant des banquettes localisées en bordure de l'oued. Ces glaciis ont été dégagés par érosion latérale.

sourah, qui creuse difficilement son lit dans une masse de limons et blocs calcaires épaisse de 5 à 10 m.

Les grands collecteurs ont, presque seuls, un écoulement pérenne. Leur vallée est souvent couverte d'alluvions dans lesquelles se creusent des méandres plus ou moins larges. En bien des points, ils sapent les rives concaves et aidés de leurs affluents, ils contribuent ainsi à dégager, par érosion latérale, de petites surfaces aplanies dans la roche en place. Ils remanient des terrasses caillouteuses, sans creuser notablement. Le lit majeur est large, le lit mineur, peu caractérisé, subit des variations incessantes. Au cours des crues, le rapport de la puissance à la charge varie en effet suivant la forme des sections rocheuses, la pente, la nature des alluvions déplacées et les apports latéraux des affluents, dont la puissance diminue, par détente, à leur arrivée dans le collecteur.

Tout le long du revers S de la chaîne des Biban, on observe plusieurs terrasses étagées, séparées par des talus de roche en place, irrégulièrement couverts de limons colluviaux. Cette disposition prouve l'existence de plusieurs stades de creusement successifs. Mais les terrasses sont dépourvues de continuité et correspondent à des remblaiements locaux.

A la traversée de la chaîne des Biban, les grands oueds entaillent la roche en place, les chabets latéraux demeurent parfois suspendus comme des valleuses. Dans la zone bibanique apparaissent des terrasses polygéniques et les oueds, encombrés d'alluvions, ne sont capables que d'une simple érosion latérale. Il en est de même à leur confluent avec l'Oued Soummam, qui constitue un niveau de base régional.

Sur l'ensemble du versant méditerranéen, le bilan total semble donc correspondre à un creusement. Mais les grands collecteurs creusent ou remblaient suivant les points, en vertu de conditions locales : dureté des roches en place, nature des alluvions encombrant le lit, masse et calibre des apports latéraux, pente locale (cette dernière étant peut-être, dans la chaîne des Biban, sous la dépendance de mouvements de surrection récente).

On a vu, dans l'introduction de ce mémoire, que le réseau de la zone subbibanique, réduit aux cours d'eau pérennes, offre une combinaison de directions EW et NS. Les oueds qui suivent d'E en W la bordure méridionale de la zone bibanique sont adaptés à la structure. Mais il n'en est pas de même pour les grands drains qui traversent la chaîne des Biban suivant une direction subméridienne, en tranchant les roches dures de l'Albo-Cénomanien.

Comme l'a bien montré J. Dresch (1950a, b, c) en divers points de l'Afrique du Nord, cette disposition ne peut être expliquée par des captures, qui correspondent au contraire à des adaptations à la structure. Le drainage de la zone subbibanique, comme celle des Hautes Plaines telliennes n'est donc pas dû à une remontée des têtes de vallées du versant méditerranéen (v. Gautier E. F., 1910, 1922 ; Savornin J., 1920a). La mise en place du réseau est, pour P. Birot et J. Dresch (1953), contemporaine du cycle d'érosion éogène. Dans les Biban, les cas d'inadaptation s'expliqueraient par des épigénies, correspondant à des antécédences par rapport aux mouvements du Miocène supérieur et du Plio-quaternaire.

1

B. — Versant hodnéen

Dans la plaine de la Medjana, drainée par des oueds endoréiques, on observe des gours (îlots en cône tronqué) dont le sommet aplani n'est que le prolongement des glacis supérieurs, reconnus sur les flancs du Dj. Mzita. Le plus élevé s'appuie au N sur les pentes des Djebels Metnen et Morissane.

Ce niveau supérieur (q₁ de J. Savornin, 1906c) est couvert d'une nappe caillouteuse à éléments arrondis, cimentés par une croûte tufacée riche en Hélices et Bulimes, localement remaniée en croûte zonaire. Il apparaît, dans la plaine, au sommet de mamelons (Koudiat bou Chida, Kst Lechbour, Kst Tagennaght, etc...). P. Pallary (1901, p. 43), reprenant A. Péron (1883), rapporte les alluvions conservées au sommet de ces collines, au Pliocène d'eau douce. J. Savornin (1920a, p. 382) y voit du Quaternaire. Mais aucun élément ne permet d'en préciser l'âge.

Situé en contrebas du précédent, le niveau le plus développé (q₂ de J. Savornin, 1906c) est couvert d'un manteau caillouteux discontinu, d'épaisseur variable, localement encroûté ; ou simplement d'une croûte calcaire, bien visible le long de la route nationale à l'E d'El Achir.

Les oueds naissent à la surface de ce niveau inférieur. Beaucoup d'entre eux coulent presque à fleur de sol. La Medjana (pays de madjen) était d'ailleurs, jusqu'à une époque récente, couverte de grands marécages (v. J. Savornin, 1920a). Les drains principaux s'encaissent plus profondément et décrivent des méandres. Ils forment un large éventail dont les branches se réunissent au S de la plaine, pour se jeter dans l'Oued Ksob, tributaire du Chott el

Hodna. Les gorges de l'Oued Ksob, presque dépourvues d'alluvions, correspondent à un seuil, de surélévation probablement récente (Medjez el Foukani).

La dépression du Hodna offre des caractères particuliers. A. Lambert (1950) a montré que les « terrasses » décrites par J. Savornin (1920a, pp. 380 et 383) représentent des glacis de piémont. Ces glacis, recouverts de cailloutis fluviatiles, convergent vers le centre de la dépression (Savornin J., 1920a, Despois J., 1953). Cette disposition serait due au remblaiement progressif de la cuvette.

Une telle évolution tendrait vers la formation d'un bolson, si une reprise d'érosion n'était intervenue récemment, à la suite d'une capture produite au seuil de Mdoukal par l'Oued Melah-Salsou, tributaire du Bas-Sahara (Lambert A., 1950, p. 165).

III. — DÉFORMATIONS ET OSCILLATIONS CLIMATIQUES

L'emboîtement des glacis d'érosion et les reprises de creusement des grands oueds s'expliquent-ils par des mouvements de surrection localisés ou par des oscillations climatiques ? Dans le Hodna, la question n'a pas été tranchée par J. Despois 1952, qui penche toutefois pour les variations climatiques. A. Lambert (1950, p. 165) pense que « l'étagement des deux glacis supérieurs du Hodna, limités aux secteurs Nord et Est, s'explique parfaitement si l'on imagine que la bordure Nord et Est de ce bassin a subi depuis le Pliocène... un mouvement de surélévation. La formation des glacis de piémont correspondrait alors à des phases de repos de l'épirogénèse, et les gradins à la reprise de l'érosion au cours des paroxysmes tectoniques ». Pour le même auteur, la généralité de la reprise de l'érosion dans la plaine du Hodna serait due à une capture datant du Quaternaire récent.

Dans les zones bibanique et subbibanique, les déformations se sont peut-être poursuivies jusqu'à une époque très récente (v. p. 761). Mais les formes majeures (glacis d'érosion) sont dues, essentiellement, à des variations climatiques. Il est en tout cas un fait certain : c'est que l'emboîtement des glacis n'est pas dû à des variations eustatiques, puisqu'il apparaît aussi bien sur le versant de la dépression endoréique du Hodna, que sur le versant méditerranéen. En ce qui concerne l'évolution et les caractères actuels du réseau, il semble que de simples variations dans l'aridité du climat suffisent pour expliquer l'ensemble des faits connus.

IV. — CROUTES CALCAIRES

Les glacis alluviaux, surfaces couvertes de cailloutis ou de limons et les cônes d'éboulis, sont parfois couverts d'une croûte calcaire (caliche, carapace désertique) résistante, formant des entablements blanchâtres. Parmi les publications récentes consacrées aux croûtes calcaires d'Afrique du Nord, on peut citer les travaux de G. Gaucher (1947), J. Flandrin, M. Gautier et R. Laffitte (1948), G. Choubert (1948), J. Dresch (1949), J. Pimienta (1950), J. Durand (1952) et M. Dalloni (1953). Ces auteurs ne s'accordent pas toujours sur le mode de formation et sur l'âge des croûtes. Les formations de ce type que j'ai eu l'occasion d'observer paraissent bien s'être développées à des époques successives du Pliocène ou du Quaternaire. Elles ne peuvent donc servir de repère chronologique dans l'histoire plio-quaternaire de la région étudiée.

Je décrirai en détail, dans un travail ultérieur, les types de croûtes observées sur les nappes d'éboulis, dans la Haute plaine de la Medjana et la dépression subbibanique.

V. — ÉVOLUTION SUPERFICIELLE DES ROCHES

La décomposition des roches est due aux écarts de température ressentis au niveau du sol, aux dessications et humectations répétées, parfois à l'action du gel. Elle se traduit par un relâchement de la texture, une désagrégation et un émiettement des roches poreuses. Dans les roches compactes, elle révèle les discontinuités internes (diaclasses, fissures) et conduit à une fragmentation en éléments de taille variable. L'intervention de l'eau provoque en outre la migration du calcaire et des sels de fer qui se rassemblent en surface au cours des saisons sèches, et entraîne la formation de croûtes ou de patines.

1° Décomposition en boules :

Un phénomène particulièrement spectaculaire est celui de la décomposition en boules, affectant aussi bien des calcaires que les grès, les blocs éboulés que les bancs en place. Il est provoqué par l'action combinée de l'eau et des variations de température (Perret R., 1935). Par détachement d'écailles superficielles, à face interne concave, la forme des blocs éboulés se régularise, les bancs

diaclasses prennent l'aspect de rangs d'oreillers. Certaines boules acquièrent une forme parfaitement sphérique. Des boudins plus ou moins allongés sont souvent coupés secondairement en tranches, comme dans le cas des « melons siliceux » signalés par R. Perret (1935, 1^{re} partie, p. 224).

2° Patines, croûtes et vernis :

J'ai signalé, dans divers chapitres, les caractères de l'altération subie par les roches exposées aux agents météoriques. Cette altération superficielle, souvent accompagnée d'une migration de substances et de l'acquisition de patines, semble être régie par certaines règles, que j'essaierai de dégager ici.

Il faut tout d'abord noter que le terme de « patine » est employé pour désigner le résultat de divers phénomènes (Astre G., 1952). Il peut s'agir du dépôt de substances provenant de l'extérieur, véhiculées par les eaux. Dans d'autres cas, c'est une altération de la pellicule superficielle des roches. Mais le phénomène le plus général consiste en une migration, une exsudation, et un dépôt en surface, de substances véhiculées au sein même de la roche. Ces substances peuvent être de natures diverses. Comme en pédologie, les plus marquantes sont les sels de fer, qui se signalent par leurs teintes vives et franches (jaune, brun, rouge, noir), et éventuellement le bioxyde de manganèse, de couleur noire.

L'évolution normale semble comprendre plusieurs phases dont la distinction est peut-être arbitraire, mais qui paraissent se succéder toujours dans le même ordre. Il suffit de comparer, à cet effet, le degré de transformation des anciens éboulis, des blocs récemment détachés et des parois des niches d'arrachement.

Sur les calcaires et les grès de teinte sombre (d'un gris plus ou moins foncé, nuancé de bleu ou de vert), on voit tout d'abord se développer, au voisinage de la surface exposée, une zone plus jaune que la roche saine. Cette zone augmente progressivement d'épaisseur, en s'accroissant vers l'intérieur, et peut atteindre plusieurs centimètres. Dans sa partie superficielle, elle passe au brun ou au rouge. Elle se résout parfois en une série d'anneaux plus ou moins larges, alternativement jaune, brun ou brun-rouge. En surface, les teintes jaune, brune et rouge alternent souvent, et donnent à la roche un aspect tigré ou moucheté. L'évolution se termine à ce stade sur les calcaires francs. La patine des grès calcaires ou siliceux, et de certaines argiles, passe au contraire bien souvent à une teinte noir-violacé. Dans certains cas, cette

patine reste pelliculaire. Ailleurs, elle forme une croûte résistante qui peut atteindre 1 cm d'épaisseur. Elle offre tous les caractères de la « patine » ou « vernis » désertique, fréquente sous les climats de type semi-aride. Cette croûte ne semble pas se former de nos jours dans la région des Biban, car elle est souvent érodée et ne se reforme pas sur les parties décapées. Peut-être date-t-elle d'une période plus humide que la période actuelle.

Les modifications de teinte décrites précédemment dans la masse des calcaires et des grès, résultent d'une transformation sur place des sels de fer. Il n'est généralement pas nécessaire d'envisager un transport de ces substances, ou ce transport est-il limité à une distance de quelques centimètres. On n'a donc pas à faire intervenir, dans le cas général, des circulations de solutions minéralisatrices.

Quant aux croûtes ferrugineuses superficielles, elles seraient dues à une exsudation des mêmes substances, c'est-à-dire à leur migration par un processus analogue à celui des croûtes calcaires ou gypseuses. L'eau pénétrant dans les roches au cours de périodes pluvieuses ou à la faveur de rosées, monterait en surface, par capillarité, au cours d'une période sèche ultérieure, et abandonnerait en surface les sels de fer qu'elle transporte. Il ne semble nullement nécessaire de faire appel ici à un apport de l'extérieur, par l'intermédiaire de la pluie ou de l'eau de ruissellement.

Enfin, les minces patines qui peuvent couvrir la roche ou les croûtes, s'expliquent par une simple transformation (déshydratation) superficielle des sels de fer, sous le climat chaud et semi-aride qui règne dans la région étudiée.

Mais il faut se demander en quoi consistent exactement les sels de fer qui viennent d'être mentionnés.

Transformation du sulfure de Fer dans la zone d'oxydation

Le fer existe, sous diverses formes, et en proportions variables, dans la quasi totalité des roches sédimentaires. Dans la région des Biban, il se présente sous forme de sulfure dans les roches saines, c'est-à-dire en profondeur.

Ainsi, l'étude du Trias a révélé la présence de cristaux de pyrite, à côté d'autres sels de fer, tels que l'oligiste. Les calcaires albo-cénomaniens de la zone bibanique présentent une teinte sombre, généralement noirâtre. Ils contiennent une forte proportion de pyrite, qui apparaît en lame mince sous forme de nuages plus ou moins denses, et d'amas limités par des faces cristallines, atteignant $3 \times 4 \times 5$ cm. Il est probable que la pyrite s'est formée dans le milieu réducteur produit par la décomposition de matières organiques sulfurées.

Les calcaires sénoniens, en particulier sous le faciès classique des calcaires à Inocérames, contiennent du sulfure de fer finement divisé qui contribue à leur donner, sur la cassure, une teinte grise à gris-bleuâtre.

Les calcaires éocènes sont eux-mêmes riches en pyrite. On en connaît de petits cristaux bien individualisés dans l'auréole des silex yprésiens,

et de gros trapézoèdres qui présentent très exactement les caractères de l'altération hépatique de Lacroix (Minéralogie de la France, t. II, p. 576).

Enfin, la pyrite existe, à l'état disséminé, dans les marnes et les grès du Crétacé, du Néonummulitique et du Miocène qui montrent, dans leurs parties saines, diverses nuances du gris, gris verdâtre ou bleuâtre.

On explique facilement la transformation de la pyrite en hydrate ferrique dans la zone d'oxydation superficielle, sous la seule action d'eaux pluviales chargées d'oxygène dissous, ou d'air humide (Urbain P. 1933, pp. 32-33; Moret L. 1946, p. 42). L'oxydation du sulfure s'opère en deux temps :

(1) $2 \text{FeS}_2 + 7 \text{O}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} = 2 \text{FeSO}_4 + 2 \text{H}_2\text{SO}_4$. Le sulfate ferreux s'oxyde rapidement en sulfate ferrique :

(2) $4 \text{FeSO}_4 + \text{O}_2 + 2 \text{H}_2\text{SO}_4 = 2 \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 2 \text{H}_2\text{O}$. Soit au total :

(3) $4 \text{FeS}_2 + 15 \text{O}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} = 2 \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 2 \text{H}_2\text{SO}_4$. Il faut admettre que l'acide sulfurique est complètement dissocié. La solution aqueuse contient donc un excès d'ions H^+ .

Lorsque cette solution acide se trouve ou est amenée au contact de roches calcaires, elles tend à s'alcaliniser, le virage étant plus ou moins rapide suivant l'« activité » du calcaire.

Par neutralisation de l'acide sulfurique, il se forme du gypse :

(4) $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 + 2 \text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{CO}_3$.

H_2CO_3 est dissocié dans l'eau en HCO_3^- et H^+ . Le gypse est généralement éliminé par lessivage.

Les sulfates de fer sont hydrolysés. Si l'on admet qu'il existe encore du sulfate ferreux en solution, il se forme alors de l'hydroxyde ferreux :

(5) $\text{FeSO}_4 + 2 \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{SO}_4^{2-} + 2 \text{H}^+$.

$\text{Fe}(\text{OH})_2$ s'oxyde au contact de l'eau aérée ou de l'air et se transforme en hydroxyde ferrique :

(6) $4 \text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{O}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} = 4 \text{Fe}(\text{OH})_3$. Mais, si l'oxydation a été suffisante, il suffit de considérer l'hydrolyse du sulfate ferrique, donnant directement l'hydroxyde ferrique :

(7) $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 6 \text{H}_2\text{O} = 2 \text{Fe}(\text{OH})_3 + 3 \text{SO}_4^{2-} + 6 \text{H}^+$. Que l'oxydation (2) précède l'hydrolyse du sulfate ferrique (7) ou que l'oxydation (6) suive l'hydrolyse du sulfate ferreux (5), le produit final est toujours l'hydroxyde ferrique, encore nommé hydrate d'oxyde ferrique ou hydrate ferrique ou rouille.

Cet hydrate est stable en milieu acide et floccule en milieu alcalin. En effet, son point isoélectrique correspond à $\text{pH} = 7$ ou $7,2$. Quant aux roches étudiées dans la zone subbibannique, elles sont imprégnées par des eaux de surface contenant assez de calcaire pour atteindre une légère alcalinité. Il s'y forme donc des flocons d'hydrate, constituant un pigment brun ou brun-roux.

Une telle coloration est généralement attribuée à la « limonite », qui serait un sesquioxyde hydraté de formule $2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$. Mais cette substance n'est pas connue à l'état cristallin. C'est aussi le lieu de signaler que les divers stades théoriques d'hydratation du sesquioxyde ont été affectés de vocables distincts :

Fe_2O_3 : oligiste, fer oligiste, hématite rouge, oxyde ferrique, anhydride ferrique, sanguine,

$2 \text{ Fe}_2 \text{ O}_3, \text{ H}_2\text{O}$: turgite, de teinte brun-rouge.

$\text{Fe}_2 \text{ O}_3, \text{ H}_2\text{O}$: goëthite, de teinte brune.

$\text{Fe}_2 \text{ O}_3, 2 \text{ H}_2\text{O}$: xanthosidélite, de teinte orangée.

D'après F. Juston (1952), il n'existe dans la nature qu'un seul hydrate ferrique : le monohydrate de sesquioxyde $\text{Fe}_2 \text{ O}_3, \text{ H}_2\text{O}$, qui est dimorphe. Sa forme α est la goëthite, qui se déshydrate en oligiste α . Sa forme γ est la lépidocrocite, donnant, par déshydratation, la forme γ du sesquioxyde anhydre. D'autre part, F. Juston considère les limonites comme formées de goëthite, de lépidocrocite ou du mélange de ces deux espèces minérales.

Pour ma part, j'admettrai, avec P. Urbain (1933) que les hydroxydes de fer naturels réunis sous le nom de limonite sont dus à une rétention d'eau par les hydroxydes $\text{Fe}_2 \text{ O}_3, \text{ H}_2\text{O}$. Ils représenteraient des gels colloïdaux, parfois désignés sous le nom de stilpnosidélite, évoluant vers l'état cristallin. Leur formule générale serait $\text{Fe}_2 \text{ O}_3, n \text{ H}_2\text{O}$.

Si l'on prépare expérimentalement l'hydrate ferrique, par précipitation d'une solution de sel ferrique sous l'action d'un alcali, filtration et dessiccation à froid dans le vide, on obtient une masse cassante, brune, de composition approximative $2 \text{ Fe}_2 \text{ O}_3, 3 \text{ H}_2\text{O}$. Si l'hydrate α été porté à l'ébullition, il prend la composition $\text{Fe}_2 \text{ O}_3, \text{ H}_2\text{O}$, devient friable et de teinte brun-jaunâtre. Ces faits permettent de comprendre que l'hydroxyde colloïdal, contenu dans les roches calcaires, se déshydrate progressivement au cours de périodes chaudes. Il se transforme en goëthite dans les parties superficielles et donne une coloration vive aux patines. Peut-être même acquiert-il une forme moins hydratée, dans des conditions particulièrement favorables.

Stades d'évolution des sels de fer dans les roches

En pratique, les sulfures contenus dans les roches saines ne se transforment pas dans leur totalité. Dans le Sénonien néritique, le Dano-Montien et le Lutétien supérieur, on observe ainsi la juxtaposition de la pyrite, des sesquioxydes hydratés et du gypse.

On a vu (p. 97) que les patines des roches triasifiées étaient souvent de couleurs vives et franches. Le rouge y est particulièrement caractéristique, et l'on peut envisager dans ce cas une désydratation poussée jusqu'au stade de l'hématite rouge. Le cas du Trias est d'ailleurs bien particulier : L'action des chlorures intervient dans les transformations des sels de fer, et le fer peut migrer à l'état des complexes ferri- ou ferro-siliciques, dispersés en milieu acide.

Je n'ai pas parlé de la sidélite, à qui serait due, pour P. Termier (1923) la « maladie du Trias ». Ce carbonate n'est pas stable dans la zone d'oxydation superficielle.

Le sulfate ferreux, terme transitoire de l'oxydation des pyrites, peut bien donner, en présence de calcaire, de la sidélite :



Le sulfate de chaux, soluble, est éliminé. Mais le sulfate ferreux, comme le carbonate ferreux, n'est stable qu'en milieu réducteur. En présence d'air humide, ou d'eaux superficielles chargées d'air, il se transforme en sulfate ferrique. Quant à la sidérite, blanche à l'état pur, elle se colore en brun par oxydation. Elle devrait se transformer en carbonate ferrique, mais ce sel n'existe pas, car il est immédiatement hydrolysé en hydrate.

Sur les affleurements, et dans les parties superficielles des masses rocheuses, triasiques ou non, il n'est donc pas possible de reconnaître dans le pigment des roches, la sidérite. On ne peut parler que de sesquioxydes hydratés.

Formation des auréoles

Les blocs calcaires ou gréseux montrent, sur la cassure, des auréoles vaguement concentriques. Les plus externes suivent, en l'atténuant, la forme extérieure du bloc. Les suivantes acquièrent progressivement, une forme plus régulière. Ces auréoles, offrant diverses nuances du jaune et du brun, sont d'épaisseur irrégulière et l'on passe de l'une à l'autre, soit par une limite franche, soit par des teintes dégradées. Lorsque la concentration des sels de fer est suffisante, la teinte passe au brun-noirâtre et la zone correspondante ne fait plus effervescence à HCl. Ce cas est souvent réalisé dans les grès du Miocène.

Il est possible d'expliquer ces phénomènes par une diffusion et une précipitation périodique des sesquioxydes, en milieu colloïdal.

Les calcaires et les grès sont parfois traversés par des veinules de calcite limpide, formée en profondeur avant que la roche ne soit amenée dans la zone d'oxydation. Ces veinules constituent des écrans à la pénétration et à la diffusion des sels ferriques. Elles peuvent ainsi limiter, dans un bloc de calcaire sénonien, des compartiments gris-bleuâtre et jaunâtre. Sur un grès miocène calcarifère, à grain fin, on voit des zones concentriques jaunes et brunes, brusquement limitées par une veinule de 0,3 à 0,8 mm d'épaisseur.

Conclusion

Le jaunissement et le brunissement des roches dans leurs parties superficielles, la formation des croûtes et des patines, ne peuvent

se produire qu'en présence d'eau. Les pigments ferrugineux se développent, à partir de formes réduites, par oxydation et hydrolyse. Ils peuvent être assimilés à des gels colloïdaux, dont la composition est celle du sesquioxyde plus ou moins hydraté. En climat chaud, la déshydratation et l'évolution vers des formes cristallines conduisent à la formation de goëthite et de sesquioxyde anhydre.

En milieu colloïdal interviennent des phénomènes de diffusion. C'est l'origine des anneaux colorés apparaissant, sur la cassure, dans les blocs calcaires ou gréseux. La disposition, en zones vaguement concentriques, de sels de fer plus ou moins denses et plus ou moins réduits, guide la décomposition en boules des éboulis et des bancs diaclasés.

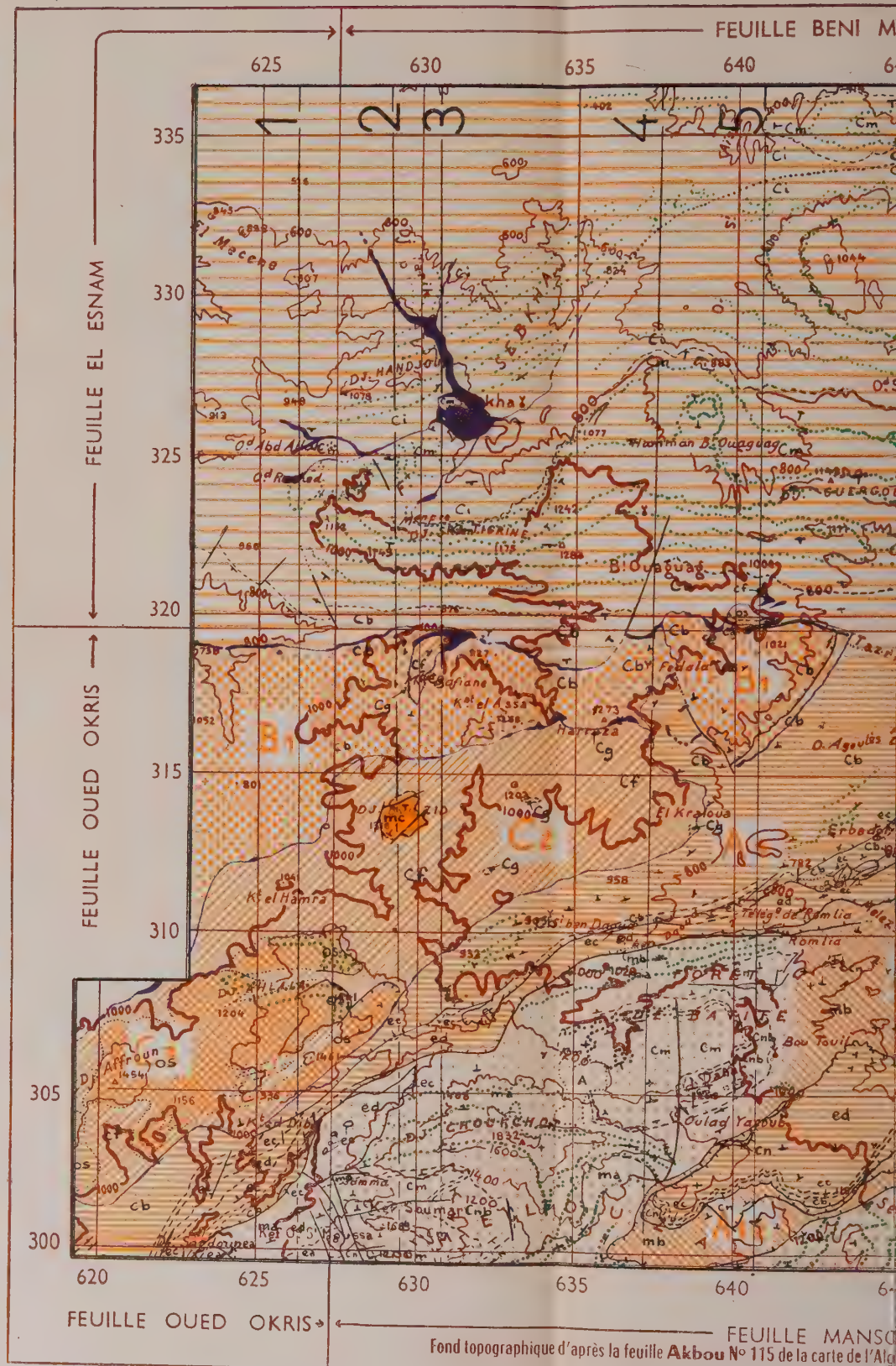
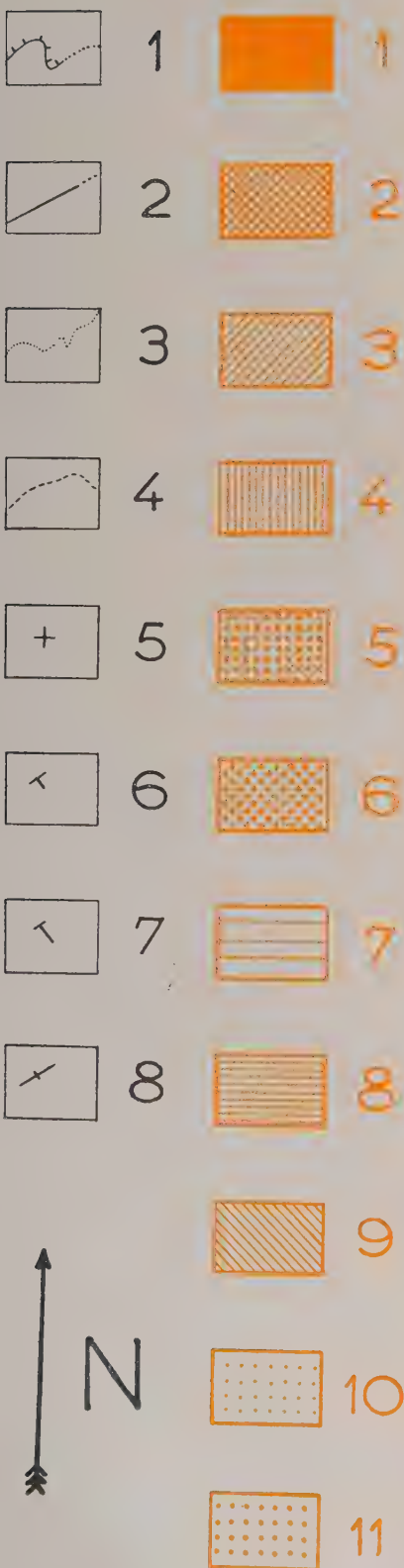






Fig. 63. — Carte tectonique de la région des Biban.

Cette carte se propose d'indiquer l'architecture générale de la région des Biban. Elle donne, sous des teintes différentes, des renseignements d'ordres topographique, structural et stratigraphique.

En bistre : planimétrie, orographie, limites des feuilles topographiques au 1/50.000, abscisses et ordonnées Lambert.

En noir :

Légende : 1 : contact anormal ; 2 : faille ; 3 : limite de formations superficielles ; 4 : limite stratigraphique ; 5 : horizontalité ; 6 : pendage moyen ; 7 : pendage faible ; 8 : verticalité.

En violet : complexe triasique.

En jaune : unités structurales.

- 1 : lame C_4 ;
- 2 : lame C_3 ;
- 3 : lame C_2 ;
- 4 : lame C_1 (principaux affleurements) ;
- 5 : lame B_2 ;
- 6 : lame B_1 ;
- 7 : zone bibanique ;
- 8 : lames A_3 - A_4 . Les lames A_3 et A_4 sont distinguées dans les régions où leur séparation est nette. Le symbole A_{3-4} est utilisé lorsque ces lames forment un complexe indivisible, ou lorsque l'échelle de la carte ne permet pas de les séparer ;
- 9 : lames A_1 - A_2 . Mêmes remarques que pour les lames A_3 et A_4 ;
- 10 : subautochtone du Djebel Choukhot et chaîne des Azerou ;
- 11 : autochtone (chaîne du Djebel Mansourah).

En vert : trace (en pointillés) de bancs calcaires ou gréseux.

Symboles stratigraphiques : v. fig. 64, p. 515.

TECTONIQUE

I. — INTRODUCTION GÉNÉRALE

La région des Biban, étudiée dans ce mémoire, ne représente que la vingtième partie de l'immense territoire défriché par J. Savorin (1920a), mais elle en constitue sans doute le véritable centre d'intérêt. La preuve en est que cet auteur lui a consacré de nombreux travaux de détail (voir Bibliographie) et près du quart du nombre total des figures de sa thèse. Ce secteur privilégié offre en effet des particularités structurales fort intéressantes.

Dans l'opinion la plus répandue à l'heure présente, on sait que l'édifice géologique de l'Algérie septentrionale est essentiellement caractérisé, en surface, par le grand développement de nappes. Si ces dernières occupent un volume relativement faible, elles n'en forment pas moins, sur d'immenses surfaces, les seuls objets structuraux accessibles aux investigations du géologue de terrain. Au sein du Tell méridional, et en particulier dans la zone subbibanique, les nappes supérieures se développent ainsi sur de longues distances et sans modifications essentielles. Mais, dans la région des Biban, la profonde coupure méridienne de Mzita-Portes de Fer permet d'étudier les unités inférieures et leurs relations avec la chaîne des Biban. Le long de cette dépression apparaissent en outre les « écaillés éocrétacées » des Azerou, qui révèlent la constitution du pays profond, autochtone ou parautochtone. Par ailleurs, la région des Portes de Fer est le seul tronçon du Tell méridional qui montre une distance aussi réduite entre l'autochtone méridional présaharien (Djebel Mansourah) d'une part, la chaîne des Biban, la nappe du Flysch *s. str.* et la chaîne du Djurdjura, d'autre part (pl. VI). Mieux que les secteurs voisins de la zone subbibanique, la région des Biban se prête donc à la mesure des recouvrements, problème essentiel à une époque où l'existence des nappes n'est plus mise en doute, mais où l'on discute encore de leur provenance, du mode et de l'âge de leur mise en place.

Pour faciliter la tâche du lecteur, j'indiquerai dès maintenant, la répartition géographique et l'articulation des éléments structu-

raux essentiels de la région des Biban et leurs relations géométriques dans l'espace vertical (fig. 63 et 64). Un dépliant peut être conservé ouvert pendant la lecture. De plus, j'essaierai de faire apparaître, en une coupe synthétique et largement interprétative, les relations entre structures hodnéennes et nord-telliennes (pl. V)

Il peut sembler artificiel d'employer une méthode aussi didactique et de donner des définitions, en guise d'introduction à l'étude structurale. Mais il ne s'agit pas, dans mon esprit, de procéder à la synthèse avant d'avoir utilisé toutes les ressources de l'analyse. Chacun des chapitres ultérieurs contiendra tous les faits objectifs qui m'ont conduit à définir les unités tectoniques. D'ailleurs, je ne puis mieux faire, pour justifier un tel plan, que de reprendre les propres termes de L. Glangeaud (1932a, p. 8) pour qui, dans la région littorale de la Province d'Alger, même « l'étude détaillée d'un petit territoire est impraticable sans des hypothèses directrices portant sur l'ensemble de la région et toute hypothèse est vaine si on ne la confronte pas avec les observations locales ».

Comme je l'ai déjà indiqué (Caire A., 1954a), la reconnaissance des grandes unités structurales est fondée sur l'étude géométrique des contacts et la structure des masses minérales. A petite ou à grande échelle, le tracé d'un contact parallèle ou subparallèle aux isohypses, la reconnaissance de klippes ou de fenêtres, l'interposition de lames de Trias ou d'autres terrains plastiques entre des éléments structuraux voisins, constituent des preuves généralement suffisantes du recouvrement. Lorsque de tels indices se rencontrent sur toute la périphérie d'un massif, la surface de contact peut être considérée, dans son ensemble, comme horizontale. Cette conclusion reste valable lorsque la surface de contact est localement redressée sur les flancs d'un bombement du substratum.

Lorsque la superposition est démontrée en certains points, des considérations portant sur les différences d'âge ou de structure des terrains situés au contact l'un de l'autre, peuvent apporter des éléments de confirmation et démontrer la généralité du recouvrement. La flèche mesurable des recouvrements et les considérations de faciès permettent alors d'évaluer la longueur du déplacement. Ce sont des arguments de même ordre qui ont permis de reconnaître l'existence de nappes en d'autres parties de la Berbérie et en d'autres chaînes tertiaires et je citerai, comme particulièrement démonstratifs, les travaux de L. Barrabé (1922 à 1941), M. Bertrand (1884), P. Fallot (1948, 1954), L. Glangeaud (1926, 1932a), M. Lugeon (1901).

A. — Présentation structurale

Partant de la dépression du Hodna, et se dirigeant vers le N, le lecteur rencontrera successivement, en s'aidant des figures 3, 63, 64 et de la planche V.

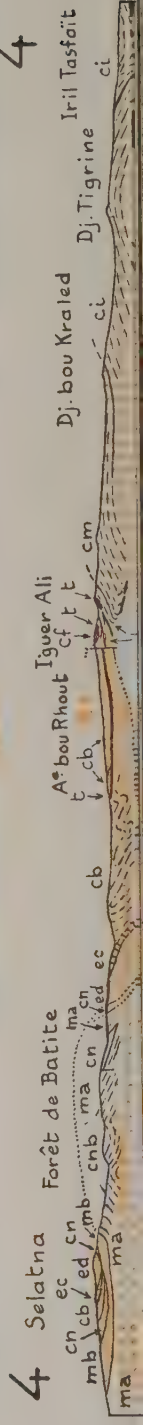
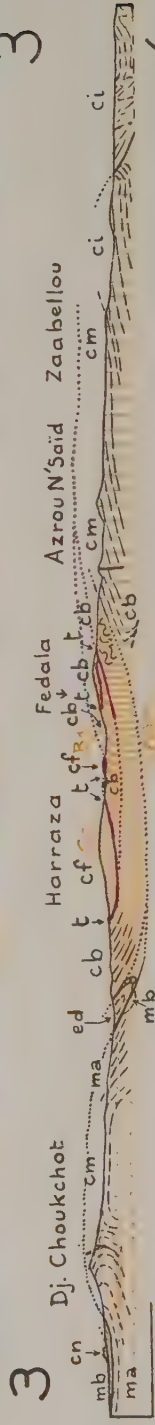
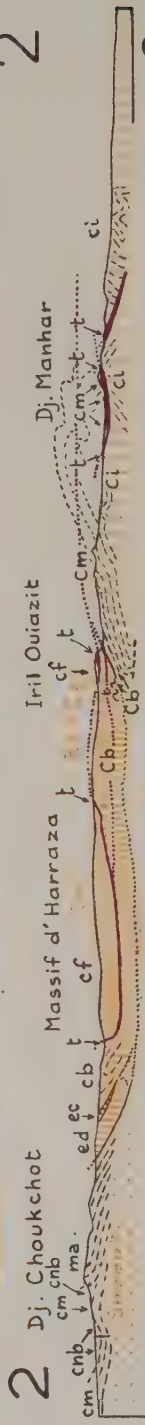
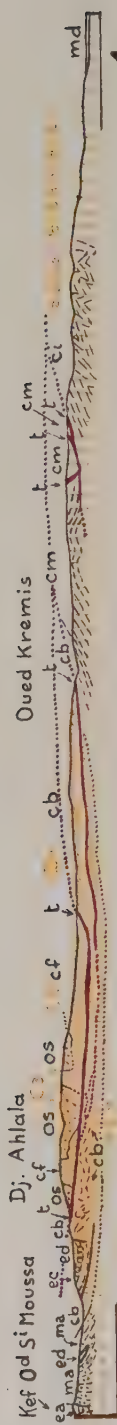
1. *zone présaharienne*. La chaîne du Djebel Mansourah et les Monts du Hodna *s. str.* forment un ensemble bien individualisé, qui peut être décrit sous le nom de bordure présaharienne. En effet, cette zone offre de grandes analogies avec l'Atlas saharien, en ce qui concerne les faciès du Crétacé, de l'Éocène et du Miocène discordant, les directions des axes de plissement anté-miocène (SW-NE à WSW-ENE) et la simplicité du style tectonique (larges plis, avec failles et flexures locales). On doit admettre qu'elle représente le prolongement formel, légèrement dévié, de l'Atlas saharien, par delà les hautes plaines steppiennes des Zahrez et du Hodna.

2. *zone subbibanique*. La nappe présaharienne entre brusquement en contact, au niveau de la zone subbibanique, avec un ensemble de terrains très disloqués, où le Néocrétacé et le Tertiaire offrent des faciès, des structures et des directions tout à fait distinctes des précédentes. Ces terrains sont sillonnés de nombreux contacts anormaux, avec ou sans Trias. A première vue, ce nouvel ensemble présente une allure désordonnée. Ses caractères peuvent être qualifiés de « telliens ».

La ligne de partage des deux systèmes orogéniques montre un tracé sinueux et l'on peut même observer localement des éléments telliens nettement superposés à la marge présaharienne. On peut en conclure, et J. Savornin l'a fait depuis longtemps, que l'« autochtone présaharien » s'enfouit vers le N sous un complexe chevauchant. Mais les travaux récents ont permis de définir en outre, dans ce complexe, plusieurs unités superposées, qui se sont mises en place en glissant du N au S. Les unités supérieures, qui peuvent reposer sur l'une ou l'autre des unités inférieures, ou même directement sur l'autochtone, sont donc franchement charriées. Si l'on déroule les parties visibles de ces nappes supérieures, même en comptant au plus juste, on est amené à penser qu'elles proviennent du Tell septentrional. Je désigne l'ensemble de ce complexe sous le nom d'allochtone sud-tellien.

Une partie des unités allochtones a glissé dans la mer du Miocène inférieur et s'est incorporée aux sédiments de cette époque, sous forme de klippes sédimentaires. C'est ainsi que l'on peut interpréter les lambeaux éocènes du massif de Kasbah et l'unité d'El Mouilha, découverte par les géologues de la S.N. Repal (1952d). La position de cette dernière, dans la région de Msila, donne la mesure des déformations post-nappes subies par l'autochtone présaharien. Actuellement, les nappes, morcelées, laissent apparaître leur substratum en fenêtres ou en demi-fenêtres. Dans la zone subbibanique, ce substratum comprend des structures chevauchantes (ex : massif du Djebel Choukchot). Compte tenu de cette disposition, qui résulte de charriages et de déformations posthumes, la *limite géologique* entre structures présahariennes et telliennes est bien différente de la *limite géographique* entre Atlas saharien et Atlas tellien. On peut dire que l'Atlas tellien, dans son acception orographique, comprend une partie de l'Atlas saharien, dans le sens géologique du terme.

Au sein de l'édifice allochtone de la zone subbibanique, j'ai distingué en 1951 trois ensembles, qualifiés d'« unités ». Le terme d'unité n'implique pas l'idée de simplicité structurale, mais sous-entend la réunion de caractères communs, distincts de ceux qui caractérisent les ensembles voisins : De la diversité des structures de détail se dégage une unité d'ordre supérieur. D'autre part, le terme d'unité ne préjuge pas de l'ampleur des recouvrements. Les unités sont séparées par des contacts anormaux majeurs (v. pp. 73-86). Un contact majeur déterminé (défini par exemple grâce à une lame de Trias continue) ne se situe pas nécessairement, d'une région à l'autre, au même niveau de l'édifice allochtone. Par conséquent, on peut être conduit à ranger localement dans une unité des terrains qui représentent ailleurs une portion d'une unité voisine. Malgré de tels relais, les unités allochtones de la zone subbibanique correspondent, comme dans la région littorale (Glangeaud L. 1932a, pp. 52-59) à des zones de faciès allongées grossièrement d'E en W et se succédant du S au N. Le passage d'une zone paléogéographique à sa voisine se produit brusquement le long d'une ligne qui coïncide avec un accident tectonique et correspond généralement à une surface de recouvrement. Les unités de recouvrement, objets structuraux, représentent, au point de vue génétique, des nappes d'éjection et de glissement. Ces nappes se décomposent en lames, dont l'épaisseur est presque négligeable si l'on considère leur développement horizontal, et qui sont séparées par des contacts anormaux secondaires.



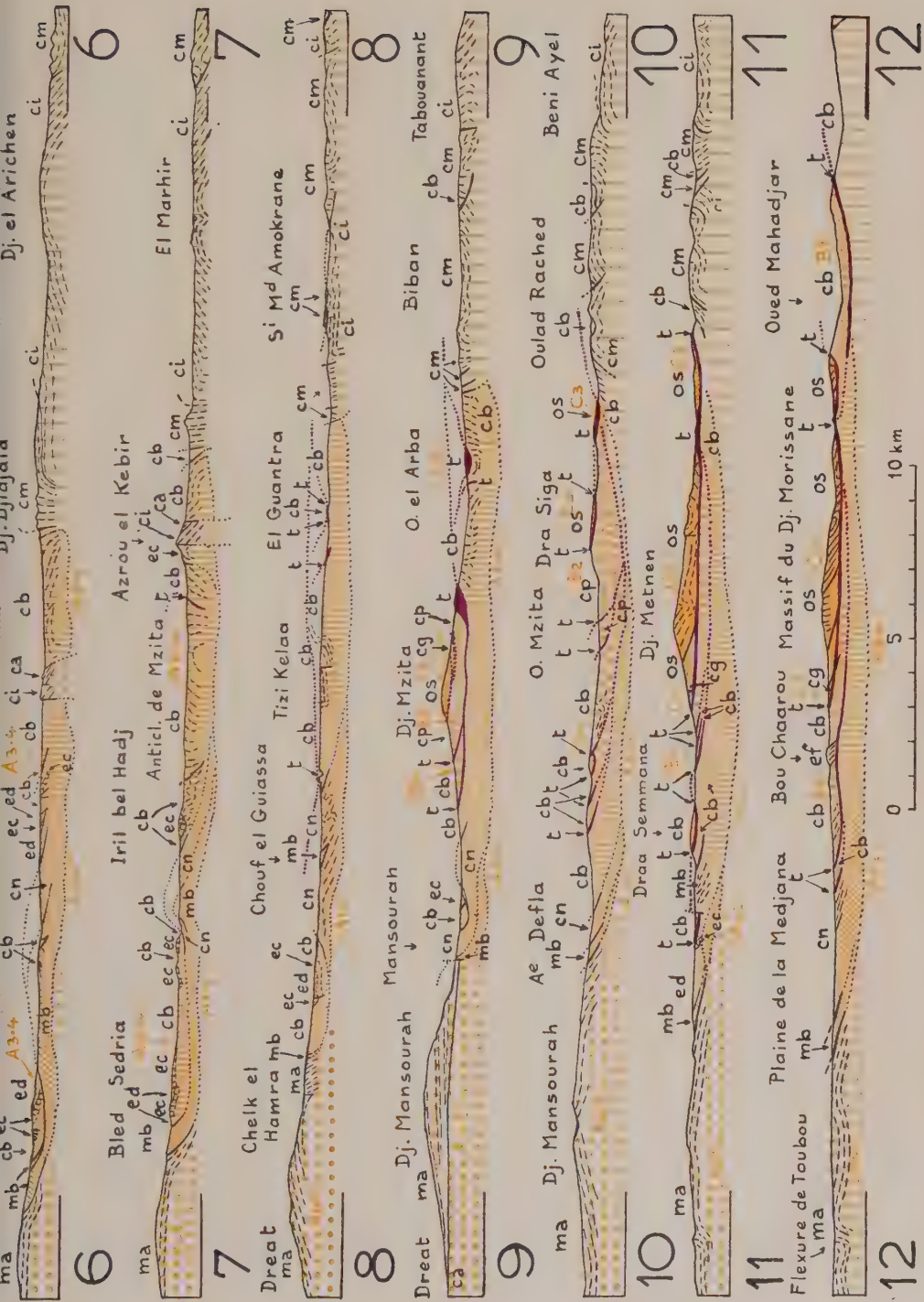


Fig. 64. — Coupes générales de la région des Biban, donnant les relations entre les unités structurales.

Même légende que pour la figure 63.

L'échelle des hauteurs est égale à l'échelle des longueurs. Les segments horizontaux tracés sous les extrémités de chaque coupe indiquent la cote zéro.

Traces 1 à 12 : coupes de la figure 63.

Symboles stratigraphiques.

- A : Éboulis en revêtements étendus ;
- md : Miocène post-nappes de la dépression de la Sourmam ;
- mc : Miocène inférieur du Dj. bou Zid ; lame C₄ ;
- mb : Miocène inférieur de la dépression subbibanique ; lame A₁ ;
- ma : Miocène inférieur autochtone (Dj. Mansourah) et subautochtone (Dj. Choukchot) ;
- os : Oligocène supérieur (Néonummultique) ; lame C₃ ;
- ef : Éonummultique (faciès du plateau sétifien) ; lame B₁ ;
- ed : Éonummultique (Lutétien supérieur à *O. multicostrata*) ; lame A₃ et klippes sédimentaires ;
- ec : Éonummultique (Calcaires éocènes des faciès de Mansourah, d'El Achir et des Esquilles) ; lame A₃ ;
- ea : Éonummultique (faciès de Nador - Dj. Kasbah) ;
- cf : Flysch crétacé (nappe du Flysch) ; lame C₂ ;
- cg : Sémonien conglomératique ; lame C₁ ;
- cp : Sémonien à plaquettes calcaires et niveaux détritiques ; lame B₂ ;
- cb : Sémonien vaseux, dit bathyal, et Dano-Montien ; lames B₁, A₃-A₄ ;
- cn : Sémonien néritique ; lame A₂ et klippes sédimentaires ;
- cnb : Sémonien néritique du Dj. Choukchot ; subautochtone ;
- cm : Albo-Cénomanién calcaire de la zone bibanique, et Albo-Turonien du Dj. Choukchot ;
- ca : Albo-Vraconién des Azerou et Cénomanién du Dreat ;
- ci : Éocrétacé du Dreat, du Bled Gueblia et des Azerou ;
- t : Complexe triasique.

On reconnaît, de la base au sommet de l'empilement :

— unité A, qui, dans la région des Biban, est essentiellement formée de Sénonien, d'Éocène et de Miocène inférieur, et ne contient que localement du Trias. Le Miocène y renferme des klipptes sédimentaires de terrains plus anciens. Cette unité se subdivise en deux sous-unités A₁₋₂ et A₃₋₄, qui peuvent, à leur tour, se séparer localement en lames : A₁, A₂, A₃ et A₄.

— unité B et C, reposant sur l'unité A et sur la zone bibanique, par l'intermédiaire de semelles triasiques. Elles contiennent des terrains crétacés et tertiaires, sous divers faciès reconnus dans la zone bibanique, la zone des Écailles intermédiaires de L. Glangeaud, les Babors, et la zone du Flysch Id de L. Glangeaud (En première approximation, l'unité C n'est qu'un témoin méridional de la nappe du Flysch). Elles se subdivisent en diverses lames B₁, B₂, C₁, C₂, C₃, de valeur locale. B₁ est un matelas formé de Sénonien à dominante marneuse, B₂ et C₁ sont constituées de Sénonien à intercalations conglomératiques, C₂ et C₃ contiennent des Flyschs recouverts de grandes banquises de grès oligocènes.

3. *zone bibanique* Au N de la zone subbibanique affleure la zone bibanique, longtemps considérée comme un vaste bombement anticlinal ondulé, mais qui recèle en fait des chevauchements accentués. La zone bibanique est recouverte, sur son bord septentrional, par les dépôts miocènes post-nappes du bassin de l'Oued Soummam, mais elle entre en contact, au NE de la région des Biban, avec les Babors, domaine parautochtone contenant des écailles plus ou moins largement chevauchantes vers le S. Babors et zone bibanique ont été chevauchés par la nappe du Flysch, elle-même recouverte par la chaîne calcaire du Djurdjura. Au N de la région des Biban, la nappe du Flysch est en partie masquée par le Miocène post-nappes du bassin de la Soummam, et forme en partie les pentes méridionales de la chaîne du Djurdjura.

B. — Ordre d'exposition des matières

Un historique général permettra tout d'abord de retracer les phases de la controverse sur les nappes nord-africaines et de suivre le progrès des connaissances relatives à la région des Biban. Puis viendra l'analyse structurale du territoire étudié. Je prendrai pour règle de décrire en détail un secteur limité, permettant de définir

le style structural de chaque unité. Pour éviter les répétitions, les secteurs voisins ne feront l'objet que de notes succinctes, où seront étudiées les seules particularités locales.

D'autre part, j'essaierai de voir successivement les mêmes faits à diverses échelles :

- locale : relations géométriques de détail,
- régionale : relations entre lames et unités, corrélations entre zones de faciès, dans la région des Biban,
- générale : relations entre domaines de sédimentation, entre nappes et patries, entre région des Biban et secteurs voisins, dans le cadre algérien.

J'étudierai ainsi successivement, en allant de la base au sommet de l'édifice tellien, les unités structurales suivantes :

- Massif du Djebel Mansourah, dans le cadre des Monts du Hodna (autochtone présaharien),
- Massif du Djebel Choukhot (subautochtone) et massif de Kasbah,
- Prolongement oriental du Djebel Choukhot et lames inférieures de l'unité A,
- Lames supérieures de l'unité A et chaîne des Azerou,
- Zone bibanique,
- Unités supérieures B et C, reposant sur l'unité A et sur la zone bibanique,
- Tell septentrional (éléments de comparaison avec les unités du Tell méridional),
- Dépôts post-nappes.

Les descriptions seront réduites chaque fois qu'il sera possible de remplacer, par des figures, l'exposé des faits de détail. Des corrélations et interprétations limitées, concernant des problèmes locaux, seront données au fur et à mesure de l'avancement des connaissances. Puis viendront les interprétations et hypothèses générales sur l'évolution tectonique et paléogéographique de la région étudiée.

— *Symboles et abréviations*

De nombreuses figures, ainsi que les coupes de références, seront établies à l'échelle. Mais certains dessins donneront un relief exagéré permettant de faire ressortir des particularités intéressantes.

Sur les cartes schématiques, les contours géologiques sont représentés par des traits fins ou des lignes de tirets, les failles par des traits larges, les contacts anormaux par des traits larges, parfois

renforcés de hachures du côté de l'unité recouvrante, les traces de bancs par des lignes de gros points, les limites de formations superficielles récentes par des lignes de petits points. Les pendages sont exprimés par un T, dont la hampe est d'autant plus longue par rapport à la barre transversale, que la valeur du plongement est plus faible. Cette valeur est parfois donnée, à côté du symbole T, par un chiffre : 1 signifie pendage de 10° ou voisin de 10° ; 2 = pendage de 20° ou voisin de 20° , etc... L'horizontalité est exprimée par le signe +, la verticalité par —. —, le renversement par N ou une ligne de N. Je rappelle que les figures des chapitres stratigraphiques, souvent utilisables pour l'étude structurale, comportent deux symboles particuliers : Δ et T barré horizontalement, représentent les gîtes de microfaune et de macrofaune.

Dans le texte, le pendage est exprimé par la valeur de l'angle de plongement et le sens du plongement suivant la direction de la ligne de plus grande pente. Ex : 35° NE = inclinaison de 35° vers le NE.

II. — HISTORIQUE GÉNÉRAL

A l'image de la Berbérie tout entière, la région des Biban fut, pendant le premier quart du xx^e siècle, l'objet de discussions passionnées, dans le cadre de la controverse sur les nappes de charriage. Les premières interprétations nappistes furent d'abord âprement défendues, puis abandonnées et, semble-t-il, oubliées pendant plus de vingt ans. Personne, à ma connaissance, ne s'est avisé de retracer les phases de cette querelle, intéressante à divers titres : scientifique, puisqu'elle a précédé et, dans une certaine mesure, préparé les découvertes récentes ; philosophique, puisqu'elle montre les méthodes d'argumentation employées par les défenseurs et les détracteurs des nappes ; psychologique enfin, car elle montre un grand géologue, créer, défendre, puis abandonner l'hypothèse nappiste, en se fondant à chaque fois sur des bases incertaines ; un autre géologue minimiser les résultats de ses propres découvertes et tirer arguments de faits inexacts pour défendre ses nouvelles opinions.

J'essaierai donc de retracer, dans l'ordre chronologique, les principales phases de cette discussion, en me livrant à des incursions limitées dans les régions étrangères au Tell algéro-constantinois. Je donnerai ensuite quelques notes succinctes sur l'évolution récente des conceptions nappistes, sans analyser en détail les travaux qui seront discutés au cours de l'étude structurale.

1° Distinction de plusieurs phases tectoniques tertiaires dans le Tell, et lancement des nappes de charriage :

Les travaux fondés sur la théorie d'Elie de Beaumont — auxquels reste attaché le nom de A. Pomel —, n'offrent plus aujourd'hui qu'une valeur

historique. Encore influencées par le réseau pentagonal, les recherches de Ficheur (1890a) sur la Grande Kabylie apportent cependant une notion importante, celle de deux phases tectoniques distinctes dans l'évolution structurale des chaînes telliennes : Ficheur reconnaît un soulèvement à la fin de l'Éocène moyen et des plissements au Miocène. La dissection des phases tertiaires n'est pas poussée plus loin dans les travaux de A. Brives (1897), qui retrouve, dans le Dahra, des mouvements anténéogènes et néogènes. Mais L. Gentil (1902) croit pouvoir préciser que, dans le bassin de la Tafna, les plissements les plus importants sont post-burdigaliens. Sur le littoral oranais, notamment sur la bordure NE du massif des Trara, cet auteur indique des recouvrements datant de la seconde phase et entrevoit l'existence de nappes. Pas plus que Ficheur, qui en avait observé dès 1893 dans le massif autochtone de Blida, il ne reconnaît toute l'importance des chevauchements. On doit d'ailleurs reconnaître qu'à cette époque l'état des connaissances sur le Tell ne permettait pas encore de synthèses structurales cohérentes.

Comme devaient l'indiquer L. Gentil et L. Joleaud (1918d), « c'est à M. Termier que l'on doit la première notion nettement exprimée de l'existence de nappes de charriage dans l'Afrique du Nord ». En proposant d'appliquer au Djebel Ouenza l'hypothèse des recouvrements, P. Termier (1906) prédit en effet que la Tunisie et une partie de l'Algérie orientale sont « pays de nappes », et appelle sur cette interprétation l'attention des géologues tunisiens et constantinois. Malheureusement, cette généralisation repose sur des prémisses discutables, et ouvre la voie à de nombreuses controverses.

2° Les premiers travaux de J. Savornin dans les régions hodnéennes :

L'année même où P. Termier prophétise l'existence des nappes telliennes, J. Savornin signale des recouvrements au N du Hodna. Avec moins d'autorité que Termier, mais avec plus de bonheur, il note les particularités essentielles de la bordure sud-tellienne dans la région qui fait l'objet du présent mémoire. Si J. Savornin n'avait cherché, par la suite, à minimiser le rôle des recouvrements, il apparaîtrait comme l'un des précurseurs les plus éminents de la théorie des nappes algériennes.

Bien qu'elles soient dépassées par les travaux récents, il convient de rappeler les interprétations de cet auteur sur la structure et l'évolution de l'Ouennougha et des Monts du Hodna (Savornin, 1905a, b, e, 1906a, c), et sur le comportement du Trias (1905c, 1906b). Dans la partie orientale de la dépression de l'Ouennougha, « le contact de la dépression et des hautes montagnes miocènes est constamment anormal. On voit presque toujours les gros bancs de grès, sur le flanc Nord de ces montagnes, s'enfoncer sous le Sénonien ou l'Éocène. Quelquefois, cependant une faille subverticale remplace le chevauchement. C'est le cas, par exemple, au village de Mansourah. D'une manière générale, au Nord de cet accident, le Miocène n'est représenté que par son assise de base ... Dans la dépression, les superpositions interverties sont fréquentes. On y trouve souvent le Sénonien sur l'Éocène ou le Miocène. Ces accidents s'observent aussi bien près de ben Daoud ou de Mzita que plus à l'Est : autour d'El Achir, au sud de Bordj-bou-Arréridj ... Le plongement des couches a lieu constamment vers le Nord (du NW au NNE). On est donc ici en présence d'une série de plis

renversés au Sud. Les synclinaux seuls sont conservés et s'alignent en traînées ondulées » (Savornin, 1906a, p. 287). Sur une coupe, l'auteur figure de tels synclinaux plus ou moins pincés, qui ne correspondent pas aux structures réelles, beaucoup plus complexes, du pays allochtone. D'une façon générale, tous les détails structuraux signalés dans cette note de J. Savornin, sont inexacts : assimilation de l'Ouennougha à une grande zone synclinale effondrée et comprimée, disposition en éventail des plis de la dépression, synclinaux éocènes de la région des Azerou, couchés au N. Mais le trait fondamental de la structure est bien indiqué : recouvrement d'un pays disloqué sur un autochtone méridional d'allure tranquille.

Les mêmes remarques peuvent s'appliquer à l'aperçu tectonique accompagnant la notice de la feuille Bordj-bou-Arréridj (Savornin, 1906c). La structure du Djebel Mansourah, assimilé à un anticlinal dissymétrique, et les imbrications voisines de la ligne de contact anormal, y sont précisées. Les accidents de bordure, que l'« on retrouve sur les deux feuilles voisines », représentent « le front plissé d'une nappe chevauchante ». Mais — ajoute Savornin — « le chevauchement doit avoir assez peu d'amplitude car, si la surface de contact anormal est visiblement très oblique à l'Est, elle devient subverticale à Mansourah ». Sur ce dernier point, comme sur le Trias « filonien », les vues de l'auteur nous paraissent aujourd'hui inexactes. Mais une analyse plus détaillée des accidents de détail aurait certainement conduit J. Savornin à ce qui apparaît, aujourd'hui, comme la vérité.

3° Nouvelles nappes, critiques et mises au point :

En 1908, L. Gentil découvre une nappe de charriage dans la zone littorale de l'Oranie, L. Joleaud une autre nappe dans la région de Constantine. Termier (1908a, b) persiste dans son opinion de 1906. Les plissements tunisiens sont présentés comme « plissements du second degré », c'est-à-dire plissements de nappes. En outre, il admet que le recouvrement constaté à l'Ouenza correspond à une digitation de la nappe, dont le véritable substratum serait inconnu. Enfin, il émet une conclusion provisoire suivant laquelle tous les terrains de Tunisie et de l'Est constantinois constitueraient « une immense nappe de recouvrement » unique, avec Trias à la base, sans substratum visible.

Cependant, dès la même année, divers auteurs s'opposent aux interprétations nappistes. G. Gourguechon (1908) pense qu'il n'existe pas d'argument décisif et irréfutable en faveur de la nappe de Termier. J. Blayac (1908a, b) admet des possibilités de décollement sur le Trias plastique, mais pas de grande nappe venue de la Méditerranée. Il envisage, avec G. Gourguechon et H. Douvillé, un repli des terrains au contact du dôme du Djebel Ouenza, qui est mal connu dans le détail. Il appelle l'attention sur les notes de J. Savornin, qui a constaté divers exemples de chevauchements, mais pas de charriage. Pour leur part, L. Bertrand (1908) et L. Pervinquière (1908a, b) n'admettent pas la nappe de Termier.

Devant cette levée de boucliers, P. Termier (1910) modifie son interprétation. Il fait observer que « toutes les objections à la théorie des immenses plis couchés venus d'on ne sait où », caractéristiques du « régime alpin », tombent d'elles-mêmes si l'on suppose qu'il n'existe en Algérie-Tunisie qu'un « régime apennin ... où la série sédimentaire se divise, par des surfaces voisines de l'horizontale, en des sortes de copeaux qui se déplacent

les uns sur les autres ». Il conserve la même opinion l'année suivante (P. Termier, 1911), après que L. Gentil (1910) ait signalé des recouvrements dans le massif des Kebdana (Maroc oriental).

De son côté, J. Savornin précise ses conceptions sur les chevauchements nord-hodnéens. La publication des feuilles Mansourah (J. Savornin, 1910c) et Aïne-Tagrout (1911), est bientôt suivie d'une courte mise au point (J. Savornin, 1912), que j'ai reproduite *in extenso* dans une publication récente (A. Caire, 1954a, p. 37) : La limite suivant laquelle l'Atlas tellien affronte l'Atlas saharien y est reconnue sur plus de 150 km, et l'auteur envisage son prolongement jusque dans la région de Boghari. Le pays chevauchant, mais non charrié, qui s'étend au S de la chaîne des Biban, est envisagé comme avant-pays d'une région de nappes, ces dernières devant être cherchées plus au N. La structure essentielle de l'autochtone présaharien, et l'antériorité de l'Atlas saharien par rapport à l'Atlas tellien, y sont très clairement mises en évidence. Cette note de 1912 pourrait encore servir, à peu de détails près, d'introduction à l'étude des nappes sud-telliennes, et l'on doit regretter que J. Savornin n'ait pas suivi la voie féconde qu'il venait d'ouvrir aussi brillamment. Par la suite, l'auteur des recouvrements sud-telliens s'en tiendra prudemment à l'interprétation d'un chevauchement localisé du Tell méridional, sans jamais envisager un déracinement de la masse recouvrante. Certes, il faut voir dans l'évolution ultérieure des idées de J. Savornin, une réaction contre la théorie de Gentil et Joleaud, justifiée dans une certaine mesure par les outrances de ces derniers auteurs. Mais il faut bien incriminer aussi le peu de soin apporté par Savornin à l'analyse des faits de détail, puisque Savornin (1910c, 1911) ne reconnaît pas, dans le Tell méridional, d'unités bien distinctes en dehors de ses écaillés éocrétaciques (Azerou, Zdimm). Ses idées sur la structure intime du pays chevauchant lui interdisent de déchiffrer l'empilement complexe des unités et des lames actuellement reconnues.

Alors que J. Blayac (1912) révèle le style tectonique du Dj. Ouenza, affecté d'un simple déversement localisé auquel participe le Trias, L. Gentil et L. Joleaud font état, à partir de 1912, en divers points de la Berbérie de nouvelles découvertes qui étendent l'aire de répartition des nappes. L. Joleaud (1912) signale d'importants recouvrements dans la chaîne numidique, les Babors et le Djurdjura, puis (1914a, b) étend la notion de nappes aux régions frontières algéro-tunisiennes et à la Tunisie. L. Gentil (1913) admet l'existence de charriages dans la région littorale du Maroc oriental et de l'Algérie occidentale. Il pense que le charriage date du Miocène moyen ou, plus précisément, de l'Helvétien. Puis (Gentil, 1918a, b), il révèle l'extension des phénomènes de recouvrement dans le couloir de Taza (Maroc septentrional). Gentil et Joleaud (1917, 1918a, b) définissent les nappes de la Tunisie septentrionale. Après la publication de 4 notes à l'Académie des Sciences, L. Gentil, M. Lugeon et J. Joleaud (1918) confirment leur découverte de recouvrements dans le bassin du Sebou (Maroc occidental). Ces trois auteurs précisent que les nappes rifaines se sont mises en place à la fin de l'Helvétien. Dès lors, des nappes sont reconnues dans toutes les régions de la Berbérie septentrionale. Le temps est venu de tenter une synthèse.

4° La synthèse de L. Gentil et L. Joleaud (1918c) :

Les auteurs décrivent trois nappes de charriage, qui s'étendent à toute la Berbérie et sont nommées : nappe A (ou jurassique), nappe B (ou crétacé-nummulitique), nappe C (ou triasique). « Toutes ces nappes sont exactement du même âge en Tunisie, en Algérie et au Maroc. Elles sont postérieures aux marnes helvétiques et antérieures aux argiles et grès tortoniens ». Gentil et Joleaud tentent de figurer ces grandes unités structurales, mais ne peuvent encore indiquer, sur une carte à petite échelle, que des fronts discontinus. Les incertitudes qui en résultent quant au raccord des nappes, démontrent bien le caractère prématuré de leur tentative de synthèse.

La nappe A, orano-marocaine, correspond à la nappe du Chenoua et du Djurdjura, à la nappe des Babors, à la nappe numidique, et se prolonge en Tunisie. La nappe B, observée au N de Taza, est aussi figurée dans l'Ouarsenis, les Zaccars, l'Atlas de Blida, les Biban et les Monts de Constantine. La nappe C présente des caractères spéciaux. Il est dit à propos du Maroc occidental que la nappe triasique a commencé à cheminer vers le S et s'est étendue d'abord sur la zone d'où devaient sortir les nappes jurassiques, puisqu'elle a été reprise par ces dernières et forme actuellement à la fois le superstratum et le soubassement de ces nappes jurassiques.

Dans le tronçon des chaînes telliennes qui comprend la région des Biban, les auteurs mentionnent les points suivants : Les racines de la nappe du Djurdjura seraient situées dans la Grande Kabylie (et même vers sa bordure méridionale). La ligne de contact anormal des nappes des Biban (rattachées à la grande nappe B), correspond au contact frontal mis en évidence par Savornin en 1905 : « M. J. Savornin a, sur des cartes fort bien faites, indiqué une ligne de contact anormal ... formant la limite S de la zone des nappes des Biban. Au-delà commence une région tabulaire (Dj. Mzaïta, etc...), en bordure de laquelle le Miocène moyen est lui-même souvent chevauché par la nappe. Celle-ci diffère stratigraphiquement de l'autochtone, en particulier par la présence d'argiles irisées triasiques. Une véritable fenêtre y apparaît, qui porte la forêt de Batita (Douars Ouled Zid et Ouled Trif) » (Gentil et Joleaud, 1918, p. 536).

Dans cette synthèse, de nombreux éléments prêtent évidemment à la critique : origine et caractérisation des nappes, raccord des unités chevauchantes, processus et âge du charriage. Mais le type structural essentiel des chaînes telliennes y est nettement exprimé. D'autre part, les observations précises sont encore trop fragmentaires, et malgré des interprétations judicieuses, ces grandes hypothèses structurales vont bientôt recevoir un démenti formel.

5° Controverse :

Les idées de L. Gentil et L. Joleaud sont combattues, dès 1920, par Brives, Dalloni et Savornin. Le dernier de ces auteurs, dans son désir de réaction contre les conceptions nappistes, s'emploie même à réduire l'importance des recouvrements mis en évidence par ses propres travaux. Il abandonne ainsi ses interprétations les moins discutables et insiste sur des faits qui se sont, par la suite révélés inexacts.

Après avoir présenté quelques observations (Savornin 1920a, b, c, d), il étend la critique à l'ensemble du territoire algéro-constantinois (1920e, f). Dans les Biban, Gentil et Joleaud avaient présenté trois arguments en faveur de leur interprétation. Le premier concernant le Djebel Guergour, est, pour Savornin, absolument faux. Le second se rapporte à l'Éocrétacé des Azerou, couché au Sud et reposant sur l'Éonummulitique : Ces faits ne sont pas contestés par Savornin (1920f) qui les avait lui-même établis en 1906, mais il soutient que les Azerou sont enracinés.

Pour bien partager les responsabilités, je noterai ici que la coupe de Savornin (1906a) est radicalement fautive, puisque les Azerou ne sont pas chevauchants sur l'Éocène, et que ce dernier, affleurant à leur pied, n'offre pas une structure synclinale.

Le troisième argument concerne la ligne de contact anormal tracée par Savornin sur les cartes au 50.000^e Mansourah, Bordj-bou-Arréridj et Aïne Tagrout, et qui formerait la limite Sud de la « zone des nappes des Biban ». J. Savornin (1920f) rappelle qu'à son avis, la ligne en question marque le front d'une masse chevauchante, mais non pas d'une nappe charriée. Il suffit — dit-il — « de remarquer que le substratum — qui se voit sur d'immenses espaces en dehors du dôme qualifié de « fenêtre de Batite » — participe lui-même à la soi-disant nappe. Il ne s'agit donc bien que d'un chevauchement, au bord d'un bassin néogène » (Savornin, 1920b). « On trouve ici, comme en maint endroit, le déversement localement exagéré d'un bord de bassin miocène sur le bassin ». (Savornin, 1920f). Ces déclarations seront malheureusement démenties par les découvertes ultérieures.

En ce qui concerne la nappe triasique (nappe C de Gentil et Joleaud), Savornin présente des objections de détail et pense que chacun des innombrables pointements de Trias observés par lui pose « un problème nouveau, insoluble pour les tectoniciciens faisant appel même à toutes les subtilités des charriages » (Savornin, 1920f). La notion féconde d'une nappe triasique, bien qu'exprimée sous une forme inexacte par Gentil et Joleaud, sera dès lors combattue en toutes circonstances par Savornin. En bref, l'opinion de ce dernier auteur peut être résumée ainsi :

La définition des nappes A et B repose sur des observations erronées, tendancieuses, ou inexactes. L'existence de la nappe C n'est pas mieux démontrée. Son âge miocène est infirmé par de nombreux faits : « La notion des trois nappes africaines reste donc hypothétique » (Savornin, 1920e).

Cet auteur reconnaît bien en Afrique du Nord l'existence exceptionnelle d'écailles et de chevauchements, mais pas un seul exemple de « recouvrement proprement dit », c'est-à-dire de masses sédimentaires anormalement posées sur d'autres dans toute leur étendue, et encore moins de « charriages » (Savornin, 1920a, p. 430) : Les copeaux de Termier ne peuvent guère être rencontrés, dans les régions hodnéennes, que sous forme d'« écailles chevauchantes » (Azerou par exemple), mais ces écailles sont visiblement enracinées, et on ne peut les considérer comme résultant de déplacements purement superficiels (Savornin, 1920a, p. 431).

Pour sa part, M. Dalloni (1920a, b) ne reconnaît pas les charriages décrits par L. Joleaud, et admis par L. Gentil, dans la chaîne numidique et la région de Constantine. Il considère le travail de L. Joleaud comme peu honnête. Selon un raisonnement repris de Bossuet, les variations que révèlent les travaux successifs de Joleaud, sont considérées, par Dalloni et Savornin, comme prouvant la faiblesse de ses interprétations nappistes.

Pour compléter le tableau de la controverse, il faut mentionner, la même année, une nouvelle note de P. Termier (1920), qui, à la suite d'observations effectuées en 1919 près de la frontière algéro-tunisienne, confirme l'existence de nappes de charriage. L. Gentil (1920) note à ce propos que la région étudiée par P. Termier constitue, avec la Berbérie occidentale, les deux parties les plus privilégiées du N de l'Afrique au point de vue de l'étude des nappes. « L'Atlas tellien — ajoute-t-il — a subi des érosions d'une grande intensité ... de puissantes couches ont disparu, qui devaient être surtout formées de nappes superposées. » Cette remarque est interprétée par J. Savornin (1920d, f) comme un aveu de l'absence de nappes en Algérie : « Je suis heureux de constater que M. L. Gentil paraît considérer désormais que les Nappes de charriage algériennes ont disparu par érosion. Je suis ainsi d'accord avec lui, en écrivant que ces nappes n'existent pas actuellement. » (Savornin, 1920f, note ajoutée pendant l'impression).

Mais rien n'indique — et la suite de la discussion montrera bientôt le contraire — que L. Gentil se soit entièrement rangé à l'avis de Savornin. Pour Gentil (1920), les assises profondes laissées à nu par l'érosion sont elles-mêmes chevauchées ou simplement refoulées, et la structure de témoins isolés ne peut laisser de doute « au point de vue du rôle des phénomènes mécaniques qui les ont préparés ». Ces paroles peuvent être interprétées au gré du lecteur. Il semble que Gentil doute de l'existence, en Algérie, des grandes nappes reconnues en 1918, mais il ne dit pas qu'il n'existe plus, nulle part, de nappes sur le territoire algérien. Même si l'on veut reconnaître ici l'embarras des géologues nappistes, il apparaît que Gentil conserve ses idées sur le style tectonique d'ensemble des chaînes littorales africaines.

En 1921, le relai de la critique est assuré par M. Dalloni (1921b). Une comparaison entre l'Algérie et la Roumanie confirme cet auteur dans son opposition aux nappes algériennes.

Par ailleurs, le rôle tectonique du Trias fait l'objet de diverses publications. F. Ehrmann (1921), en Kabylie des Babors, observe le Trias 1° en situation normale, 2° en intrusion latérale, 3° en intrusion ascendante, 4° en situation d'apparence anormale. Il pense que le Trias d'apparence anormale s'enracine et il étend cette conception à l'Afrique du Nord en général. Il adopte le point de vue de A. Brives (1921), qui considère le Trias comme autochtone et intrusif dans le Maroc occidental. Cette conception est cependant critiquée par L. Lutaud (1921a, b, c) qui soutient l'existence de nappes de charriage dans le Prérif. S'opposant aux conceptions de Ehrmann et de Brives sur le Trias, L. Joleaud (1921c) écrit au sujet des chaînes littorales de l'Afrique du Nord : « Le sel gemme et surtout le gypse qui y forment des masses importantes ont fait de cet ensemble lithologique une sorte de savon destiné, en quelque sorte, à faciliter le glissement des masses, en translation par mouvement tangentiel, les unes sur les autres » (L. Joleaud, 1921c p. 1577). Mais cet auteur semble avoir abandonné l'hypothèse des grands charriages, et parle de « petites nappes caractéristiques du régime tectonique des zones marginales externes du Prérif et des reliefs intérieurs de l'Atlas tellien » (p. 1578). Toutefois, il dessine une limite méridionale de la région des nappes qui, à l'échelle de la figure, semble assez exacte dans les contrées hodnéennes, mais qui englobe des régions autochtones appartenant à l'Atlas saharien *s. l.* (en Tunisie par exemple). Ainsi, les hypothèses structurales paraissent se stabiliser en Algérie. Les nappes de Gentil et Joleaud (1918c), souvent mal définies par leurs auteurs, semblent, sous la critique

des géologues d'Alger, se transformer en des appareils chevauchants de dimensions plus modestes.

Il n'en est pas de même au Maroc, où l'année 1921 voit s'ouvrir des discussions passionnées. J'ai déjà parlé de la controverse entre Lutaud et Brives. Mais, pour donner une idée de la complexité que revêt alors la querelle des nappes, il est intéressant de signaler les quelques travaux suivants : Aux comptes rendus de la Société géologique de France, R. Abrard (pp. 62-63) admet que le Trias du Tselfat (Maroc occidental) constitue une nappe de recouvrement, après que Gentil, Lugeon et Joleaud (1918) y aient vu une digitation de nappe. A. Brives (pp. 129-130) soutient contre Abrard l'autochtonie du Trias. R. Abrard (p. 130) maintient son point de vue, et L. Gentil se réjouit (pp. 169-170) de ce que les observations de R. Abrard, venant après celles de Lutaud effectuées plus au N, confirment, dans leurs grandes lignes, la conclusion des recherches de Gentil, Joleaud et Lugeon dans la zone prériaïne en 1907. La polémique au sujet du Tselfat se prolonge avec J. Savornin (1922a) qui se range aux côtés de Brives, et s'oppose aux idées exprimées par Gentil, Lugeon et Joleaud en 1918.

Les travaux de L. Joleaud en 1922 :

L. Joleaud (1922b) admet l'existence, dans les chaînes littorales de la Berbérie, d'un système d'imbrications très accentuées. Il pense que l'Atlas tellien est formé de nappes d'âge pyrénéen replissées au Néogène. M. Dalloni (1922) ne parle que de deux phases de *plissement*, l'une éocène, l'autre néogène.

Dans son esquisse tectonique de l'Atlas, L. Joleaud (1922b) distingue les chaînes présahariennes (Haut Atlas et Atlas saharien), les chaînes intermédiaires (Moyen Atlas et Dorsale tunisienne) et les chaînes littorales (Pré-Atlas et Atlas tellien). Dans les chaînes littorales, tous les charriages n'ont pas « donné naissance à de grands plis couchés profonds comparables à ceux des Alpes intérieures, mais à un système d'imbrications très accentuées, comme celles de l'Apennin ou des Pyrénées, qui se sont formées plus ou moins près de la surface du sol » (p. 879). Le Trias « fossilifère dans un certain nombre de régions, et que l'école d'Alger croit devoir qualifier de « filonien » en raison de son allure tectonique anormale, joue un rôle capital dans le régime des nappes de l'Atlas ... Le Trias affleure suivant des conditions tectoniques différentes dans les diverses zones orogéniques de l'Afrique du Nord. Dans l'Atlas littoral, il constitue ... un élément tectonique bien individualisé, correspondant à la nappe la plus grande, qui, située à la base de l'empilement, s'est avancé le plus loin : c'est à ses caractères minéralogiques si particuliers que ce terrain a dû de se comporter comme une masse saponifiante lors du glissement des assises que les poussées tangentielles avaient accumulé dans son superstructum et qui finalement furent enveloppées dans sa nappe » (p. 880). « Ces dépôts (triasiques) devinrent par l'effet des pressions latérales une zone de décollement au milieu de l'ensemble sédimentaire de la contrée : dans la Berbérie médiane et méridionale surtout, ils assurèrent l'indépendance de la tectonique du Paléozoïque à accidents subméridiens et du superstructum secondaire et tertiaire » (p. 881).

MM. Dalloni, Gentil et Ehrmann interviennent dans la discussion qui suit la présentation de cette note. Au sujet des nappes, M. Dalloni « tient

à faire remarquer ... qu'il n'a été apporté jusqu'ici aucune preuve admissible de leur présence dans l'Afrique du Nord. Les complications de structure résultant de la tectonique spéciale du Trias s'expliquent, dans ces régions, par des phénomènes très différents de ceux qui ont été présentés par les auteurs de ces théories, et notamment par des faits de « diapyrisme ». L. Gentil pense tout au contraire que les arguments de M. Dalloni apportent la preuve de l'existence des phénomènes de recouvrement. Il renouvelle sa foi dans les nappes d'Afrique du Nord. Pour sa part, M. Ehrmann « confirme qu'il est bien difficile actuellement de tirer des conclusions générales précises au sujet de la tectonique de l'Afrique du Nord, où il y a encore beaucoup de travaux *de détail* à faire ... Dans la Kabylie des Babors, on peut voir, par suite des intenses érosions, l'enracinement de ce Trias d'apparence anormale, et, par suite, son caractère nettement autochtone ». Étant donné ses précédentes conclusions, relatives aux Babors, Ehrmann (1922) pense toujours qu'en Algérie, « les nombreux affleurements triasiques anormaux ne le sont qu'en apparence, et qu'ils sont presque tous, sinon tous, *ou autochtones, ou d'origine profonde* ».

Lorsque J. Savornin (1923a) admet l'existence de la nappe prériaïne, L. Joleaud (1923) se félicite de voir l'existence de nappes de charriage enfin reconnues par leur adversaire le plus acharné. Les observations de L. Gentil (1923a) annoncées en séance, n'ont malheureusement pas été publiées. La même année, L. Gentil (1923b) donne des précisions sur les charriages de la région de Taza (Maroc). Il ne croit plus à la nécessité d'admettre l'existence d'une nappe triasique indépendante, qui aurait précédé le cheminement de la nappe éocène. Gentil (1924) semble d'ailleurs vouloir renouer de bonnes relations avec J. Savornin. « Je tiens de mon côté à reconnaître — écrit-il — que les notes ou mémoires publiés sur les nappes nord-africaines s'appuyaient sur un nombre assez restreint de faits pour une généralisation pourtant nécessaire. Et l'infirmité de tel ou tel point pouvait jeter le doute sur l'existence même de nappes de charriage dans le Nord de l'Afrique » (p. 214). Ces vues pleines de sagesse doivent être considérées comme le testament de L. Gentil, qui disparaît le 12 juin 1925.

La discussion renaît au cours de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans l'Algérie orientale (Comptes rendus sommaires 1924, n° 18, pp. 195-246).

Joleaud (p. 238) répondant à une question de M. Demay, « ne voit pas en Algérie de grands plis couchés du genre alpin ; il n'y a dans cette contrée que des nappes du deuxième genre selon la classification de M. Termier, nappes caractérisées par de grands étirements. De petits lambeaux de recouvrement, comme celui du Djebel Ouach, sont des arguments péremptoirs en faveur de cette manière de voir ; ces petits lambeaux (« lambeaux frontaux », « lambeaux de poussée ») comme les fréquentes lacunes d'origine tectonique, sont les preuves de décollements dans des systèmes d'écaillles charriées ayant pour origine des plis plus ou moins imbriqués et non pas de grands plis couchés ». J. Joleaud (p. 242) déclare en outre que « Le régime tectonique des chaînes littorales de la Berbérie reste ... partout le même et le Djurdjura est certainement une petite nappe poussée dans la direction du Sud et dont les racines doivent être cherchées vers le bord méridional du massif paléozoïque de la Grande Kabylie ».

M. Dalloni (p. 243) est de l'avis de L. Bertrand, qui « estime que le seul examen de la carte dressée par E. Ficheur, sans idées préconçues, montre que les plis internes de la chaîne (du Djurdjura) ont été refoulés vers le Sud ».

Au cours de cette réunion, Brives et Dalloni demeurent opposés aux charriages. Lorsque L. Joleaud interprète la chaîne numidique comme région de nappes, M. Dalloni et F. Ehrmann s'opposent à cette manière de voir, alors que L. Bertrand se range aux côtés de Joleaud.

Dans la discussion sur la tectonique du sel, MM. Gignoux, Brives et Dalloni admettent le diapirisme (dômes de sel). L. Bertrand et L. Joleaud pensent que le Trias est en relation avec des accidents tectoniques.

A la séance de clôture, L. Bertrand reste convaincu que les études de détail multiplieront en Algérie la reconnaissance de lambeaux analogues à celui du Djebel Ouach, qui est l'indice d'une tectonique de nappes. Enfin, Brives pense que « la synthèse que souhaite M. Bertrand nécessitera encore des études approfondies et surtout ... (*sic*) du temps. Quant à F. Ehrmann (1924, pp. 188-189), il insiste à nouveau sur l'absence de nappes dans la Kabylie des Babors.

6° Création de nouvelles nappes et abandon des anciennes :

Alors que se poursuit la querelle autour des nappes de Gentil et Joleaud L. Glangeaud (1925) met en évidence un contact anormal séparant le Flysch et les formations du sillon tellien. Cette ligne de chevauchement sépare deux domaines, qui seront désignés par l'auteur sous les noms de zones I et II. L. Glangeaud (1926) montre la nappe du Flysch reposant sur une lame de Trias discontinue. Il dessine (Glangeaud, 1926, p. 51, fig. 1) cette nappe entre la zone littorale et la vallée du Chélif, et note (p. 55) : « la majeure partie de terrains crétacés et éogènes du Dahra appartient à cette nappe qui ne laisse voir la zone II que par des fenêtres généralement bordées de Trias ». En ce qui concerne la structure de la zone I, l'auteur écrit (p. 57) : « La plupart des arguments que j'ai pu réunir sont en faveur de l'hypothèse » ... suivant laquelle « le massif primaire chevauche le flysch avec intercalation d'une lame de Lias et de Nummulitique ». Cette note, qui semble passer inaperçue, définit clairement les traits dominants de la structure du Tell algérois septentrional.

De plus, l'analyse des phases tectoniques y est poussée plus loin que dans tous les travaux antérieurs. L. Glangeaud distingue en effet, à l'intérieur de la phase néogène, deux paroxysmes de styles différents.

En 1927 paraît la thèse de M. Solignac qui reconnaît une grande nappe en Tunisie septentrionale. Mais cette année est essentiellement marquée par une note de P. Termier, abandonnant les hypothèses nappistes qu'il avait lui-même lancées 21 ans plus tôt. Il reconnaît l'absence des nappes qu'il avait définies en Tunisie méridionale, mais il a bien tort de généraliser cette dernière interprétation à l'ensemble de la Régence, à l'Algérie, puis au Maroc septentrional. Comme en 1906, son opinion repose sur des données trop fragmentaires, et il semble attribuer la même signification aux dômes de sel et aux liserés triasiques bordant les unités tectoniques.

Après avoir rappelé son hypothèse des nappes tunisiennes, Termier (1927a, p. 95) écrit : « A un certain moment, en Tunisie, on a parlé d'un empilement de plusieurs nappes posées les unes sur les autres, absolument

comme dans les Alpes ; mais la proposition n'a pas résisté à un examen attentif. Aujourd'hui, après les études patientes et détaillées de Marcel Solignac, et après les observations que nous avons, cet excellent géologue et moi, faites ensemble en 1926 et au printemps dernier, l'hypothèse du charriage doit être définitivement écartée. La Tunisie n'est en aucune manière un pays de nappes. L'allure singulière du Trias tunisien s'explique aisément si on la compare à l'allure des *dômes de sel*... Il ajoute (p. 96) : « La forme des montagnes ... de sel qui ... s'élèvent ... varie de la forme *colonne* ou *piston*, à la forme *lame de couteau* et à la forme *dôme* ou *poire*. Souvent, vers le haut, la masse de sel s'incline, s'incurve, se couche. Le plissement de ce Trias riche en sel a déterminé son ascension en dômes, sa dislocation, parfois son extravasation. Toutes les singularités tectoniques de la Tunisie plissée s'expliquent sans peine dès que l'on admet cette prémisses ... La conclusion dépasse largement vers l'Ouest la frontière Tunisie-Algérie ... elle s'étend probablement à toute l'Algérie plissée et aussi à une grande partie du Maroc septentrional... » Enfin (p. 97) il affirme que « l'Afrique du Nord française est un pays de dômes de sel », et reconnaît que ses confrères d'Alger avaient raison. En effet, Savornin professait depuis longtemps, sur le Trias hodnéen, les idées mêmes que Termier cherche à étendre à toute l'Afrique du Nord. Tout se passe comme si Termier, depuis 1906, n'avait jamais étudié que les parties méridionales, autochtones, présahariennes, d'Algérie et de Tunisie. Aurait-il douté de la réalité des nappes s'il avait observé les chaînes telliennes ?

Dans une autre note, P. Termier (1927b) montre que la nappe triasique générale de Suzette n'existe pas, et reconnaît seulement, dans cette région des Alpes, une extravasation du Trias. Il ajoute à ce propos (p. 76) : « j'ai revu, en compagnie de M. Solignac, bien des affleurements triasiques tunisiens, que j'aurais volontiers, autrefois, appelés des témoins d'une nappe générale et qui sont, aujourd'hui, pour moi, du Trias autochtone, plus ou moins extravasé. De même, en consultant mes souvenirs, j'y retrouve plusieurs gisements triasiques algériens, pour lesquels je me demande si l'opinion de mes confrères d'Algérie, longtemps combattue chez nous et tenue par moi pour erronée, n'était pas la vérité même ».

Si grande était l'autorité de Termier que les défenseurs des nappes africaines abandonnèrent alors ou minimisèrent leurs interprétations. Cependant, le même besoin de généralisation qui avait présidé à la « naissance » des grandes nappes africaines, faisait commettre à P. Termier une erreur somme toute beaucoup plus grave que la première. Tout le mal venait de ce que Termier, ses successeurs et ses contradicteurs, avaient construit des synthèses sur des bases trop fragiles. Si le Djebel Ouenza était autochtone, il n'en existait pas moins des nappes, et les futurs travaux devaient démontrer, sans conteste, leur réalité.

En 1928, P. Termier ne revient pas sur les problèmes tectoniques de l'Algérie et étudie la partie du R'arb comprise entre Souk el Arba et Sidi Ameur el Hadi. Il conclut que la structure de cette région est simple, sans charriages. Mais il n'étend pas cette conclusion au reste du R'arb et croit à l'existence, plus au SE, d'une nappe prérfaine (P. Termier, 1928).

L'état d'esprit créé par les dernières notes de Termier se reflète dans les travaux de géologues étrangers à l'Algérie. A propos de la tectonique des terrains salifères, M. Gignoux (1930) semble bien convaincu que les nappes algériennes ont cessé d'exister. Il écrit en particulier (pp. 343-344) : « Il

fut longtemps de mode d'invoquer des nappes de charriage (en Algérie) ... on est revenu, avec un langage un peu différent et un peu « modernisé », aux conceptions des premiers pionniers de la Géologie algérienne ». Puis (p. 351) : En 1923, P. Termier était conduit à abandonner l'hypothèse de la nappe de Suzette ; « de 1923 date ainsi un remaniement notable des conceptions tectoniques de beaucoup de géologues français, pour l'Afrique du Nord en particulier ». Ajoutons que, pour M. Gignoux, le Trias filonien ou intrusif est une manifestation diapirique.

De son côté, J. Savornin (1931) admet comme définitive l'absence de nappes en Algérie et cite (p. 148, note infrapag.) le passage principal de la note de P. Termier (1927a). Il ne reconnaît en Berbérie qu'un important charriage horizontal : celui de la zone sud-rifaine, « exemple unique en Afrique du Nord » (p. 322). Sur la deuxième planche en couleurs, il représente le front de cette nappe, mais n'indique même pas le recouvrement nord-hodnéen. La vogue du diapirisme semble donner raison aux conceptions développées dans sa thèse : colonnes de gypse, kystes et abcès (v. Savornin, 1931, p. 326).

7° Charriages réduits :

En 1932, L. Glangeaud (1932a) consacre une importante monographie à la région littorale de la Province d'Alger, et distingue les phases tectoniques dont les effets superposés ont créé la structure actuelle de cette région. Cette étude régionale est suivie d'une synthèse paléogéographique et structurale à l'échelle de l'Afrique du Nord (Glangeaud, 1932b). Dans ces travaux, il démontre l'existence de la nappe du Flysch, bordée par un liseré de Trias qu'il est difficile d'expliquer par le diapirisme (Glangeaud, 1932a, p. 492). Il distingue d'ailleurs très nettement le Trias diapir et le Trias lubrifiant, et montre qu'en Algérie tellienne, il est difficile de caractériser un diapirisme à l'état pur. Il montre que le même Trias a pu jouer alternativement le rôle de diapir et de lubrifiant (Glangeaud, 1932a, pp. 553-558).

La même année, P. Fallot (1932) publie un « Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée occidentale ». Après l'abandon, par les géologues algériens, des grandes nappes de Termier, Gentil et Joleaud, il n'est évidemment plus question que de déplacements limités : « Tectoniquement, nous savons que la zone Rif-Kabylies est poussée vers le Sud dans son ensemble et peut chevaucher de quelques kilomètres les sédiments du sillon Rif-Tell (p. 535) ».

Malgré les dernières découvertes, L. Joleaud (1934) semble considérer qu'il n'existe plus de nappes en Berbérie. Du moins ne prononce-t-il plus ce mot. A propos des régions de Bône, de Souk-Ahras, de la Kroumirie et du Béjaoua, il écrit (1934, p. 128) :

« A la périphérie des dômes s'est développé, comme le fait est constant en Afrique du Nord, un régime d'imbrications, avec étirements irréguliers de lames triasiques, témoignant de déplacements tangentiels de plus ou moins faible étendue ». Mais c'est la dernière publication, semble-t-il, où il reconnaît nettement l'existence de déplacements tangentiels.

Dans sa thèse (L. Joleaud, 1936), il parle de venues d'argiles triasiques, d'axe tectonique jalonné de Trias, mais n'emploie pas le terme de nappes. Enfin, dans la notice explicative des feuilles Constantine-Nord et-Sud

(G. Bétier et divers, 1937), à laquelle L. Joleaud et J. Savornin participent, il n'est plus fait état que de dômes et de diapirs. Ce sont donc les idées de Savornin qui triomphent. Les nappes de charriage ont disparu du Constantinois.

D'autres travaux de la même époque ne font plus état que de chevauchements limités. Ainsi, G. Lucas (1934) décrit, dans la région située au N de Medjana, un recouvrement du Medjanien vers le N sur une distance d'« au moins 1 200 m ». Lorsque H. de Cizancourt (1933-1934) parle de décollements au niveau du Trias, de contacts anormaux et de glissements en Afrique du Nord, il paraît ne faire allusion qu'au Maroc et à la Tunisie.

Au cours des années suivantes, les travaux de tectonique se font beaucoup plus rares en Algérie. L'existence de la nappe du Flysch est reconnue en 1937 (Bétier, Savornin, Dalloni, Flandrin et Glangeaud, 1937).

P. Fallot et J. Flandrin (1940b), se fondant sur les variations de faciès du Trias, écrivent : « Il est ... permis de penser que le plus important des accidents du Sud des Kabylies se place entre celles-ci et la Nappe du Flysch, qui paraît se relier génétiquement à la marge septentrionale du sillon tellien ».

P. Fallot (1942b) note que la zone des Kabylies aborde celle du Tell par un véritable chevauchement, et pense qu'on devra revenir sur l'interprétation suivant laquelle le massif numide est autochtone. Puis, il indique (Fallot, 1945) un contact anormal entre la chaîne calcaire du Djurdjura et le flysch situé au Sud. Enfin, dans une réponse à M. Gignoux (1946), il indique (Fallot, 1946) que l'insertion de la racine de la nappe du Flysch sous le bord S du Djurdjura implique une certaine indépendance du massif de Kabylie par rapport à la zone du Tell. « Cette indépendance suffit à expliquer l'opposition de faciès de ces deux régions » dont l'évolution sédimentaire fut différente au cours du Trias, comme plus tard.

J. Flandrin (1948, p. 32) indique que la limite méridionale du Tell correspond « à une zone dans laquelle les terrains secondaires et tertiaires présentent une structure en écaillés très complexe, avec fort déversement vers le S » (v. aussi Flandrin J., 1955b, p. 395, note infrp.).

8° Travaux récents :

Les travaux qui ont conduit à la renaissance des nappes dans le Tell méridional, et à certaines retouches dans l'interprétation structurale du Tell septentrional sont assez connus pour avoir donné lieu à des discussions récentes.

Le renouveau coïncide avec les travaux des géologues pétroliers dans la région de Sidi Aïssa. Selon des renseignements oraux, recueillis auprès de géologues de la S.N. REPAL, c'est en 1948 que M. Tenaille reprit l'hypothèse des recouvrements. Celle-ci reçut une confirmation par les sondages du champ de l'Oued Gueterini¹, qui rencontrèrent successivement (S.N. REPAL, 1952c) :

- plusieurs unités empilées, à structure complexe, comprenant du Crétacé et de l'Éocène, et atteignant 750 m d'épaisseur ;
- une série d'âge miocène inférieur, épaisse de plus de 1000 m, et de structure simple.

1. ou Oued Guetrini (de l'arabe *galran*, qui a donné le français *goudron*).

En ce qui concerne la région des Biban, je dois signaler, une fois encore, que A. de Spengler¹ avait reconnu dès 1951, dans la région de Bordj-bou-Arréridj l'existence du contact frontal imparfaitement dessiné par J. Savornin (1906c), découvert la nappe que je nomme B et pressenti la signification de ma nappe C. S'il ne put me faire profiter des documents qu'il avait déjà réunis sur cette région, il eut l'obligeance de m'indiquer le style tectonique de la bordure sud-tellienne et de me mettre, si je puis dire, le pied à l'étrier. Les découvertes de A. de Spengler ne furent publiées que l'année suivante (S.N. REPAL, 1952c), lorsque fut levé une partie du secret couvrant les recherches pétrolières en Algérie.

En ce qui concerne les dates auxquelles ont été révélées les structures sud-telliennes, je me permettrai de rectifier ici une petite erreur. J. Flandrin (1955a, p. 319), parlant de « l'important chevauchement de toute la bordure méridionale du Tell », déclare : « Ce chevauchement, qui correspond à celui de la nappe pré-rifaine du Maroc septentrional, fut mis en évidence, en 1948, par les sondages que la S.N. REPAL entreprit au Nord de Sidi Aïssa, dans le petit champ pétrolifère de l'Oued Guetrini ». Le même auteur écrit encore (Flandrin J., 1955b, p. 395) : « Les phénomènes de glissement et d'écoulement qui ont affecté les chaînes sud-telliennes sont connus et admis par la totalité des géologues algériens depuis 1948, date à partir de laquelle les travaux de forage et les études de terrain de la S.N. REPAL les ont mis en lumière ». Mais rien, dans la littérature que j'ai consultée, ne permet de croire à une révélation aussi rapide. En effet, le premier sondage du champ de l'Oued Guetrini n'a été commencé que le 8 décembre 1948 (Ortinsky I. et Puech J., 1952, p. 180).

En outre, tous les géologues n'ont pas pu admettre dès 1948 les résultats de la S.N. REPAL, qui n'ont été publiés qu'à partir de 1952. Enfin, les publications considérées ne s'adressaient pas à *toute la bordure méridionale du Tell*. Si certains privilégiés ont pu connaître, entre 1948 et 1952, les travaux des géologues pétroliers, ils n'ont sans doute pu en savoir plus que ce qu'indiquent I. Ortinsky et J. Puech (1952) et la S.N. REPAL (1952c). Que nous apportent ces travaux ? Dans la note de I. Ortinsky et J. Puech (1952, fig. 2 et 3) les nappes de la région de Sidi Aïssa, seules décrites, ne sont représentées que sur une distance méridienne de 6 à 7 km, et « les levers de surface ne ... permettent pas de dessiner la structure profonde, cette dernière étant toujours du domaine de l'hypothèse » (p. 203). Dans la monographie n° 20 du Congrès d'Alger (S.N. REPAL, 1952c, pp. 21-33, pl. III et IV), le Titteri et l'Ouarsenis, entre Maginot et Montgolfier, ne sont caractérisés que par des écaillés. C'est à l'E de Maginot que « les plis tendent à se coucher et passent à de véritables nappes » (p. 29). Dans la région de Sidi Aïssa, les « unités du chantier » de l'Oued Guetrini sont, au N, « laminées par un anticlinal chevauchant ». Les nappes ne se développent que sur une distance méridienne d'une dizaine de kilomètres, à plus de 15 km au S d'Aumale. Il n'est pas question de considérer le Dj. Dima, ou les terrains crétacés qui l'entourent, comme formant une ou plusieurs nappes. Plus à l'E, le chevauchement frontal sud-tellien « a déjà été observé et cartographié par J. Savornin » (*ibid.*, p. 31). Parmi les géo-

1. J'ai obtenu de M. Tenaille, en 1952, de pouvoir citer A. de Spengler pour ses beaux travaux dans la zone subbibanique.

logues étrangers à la S.N. REPAL, J. Guillemot (1952) pense que « Schématiquement, la zone de l'oued Guetrini se présente comme un pli-faillie à cœur cénomanien ... accidenté de nombreuses failles transverses et d'un décollement injecté de Trias au voisinage du contact Turonien — Sénonien » (p. 14) ; que « le style souple, avec déferlement en véritable nappe de charriage qui s'observe au Nord de Sidi Aïssa se transforme dès le méridien de Maginot où apparaissent les grès de Boghari en un style beaucoup plus cassant où les failles verticales ou peu inclinées au Sud dominant » (*ibid.*, p. 53). Au S d'Aumale, J. Guillemot ne connaît qu'un vaste synclinalorium crétacé avec Trias diapir et ajoute : « La zone la plus complexe ne débute ... qu'assez loin au Sud, au niveau du Koudiat-el-Marklouf » (*ibid.*, p. 13).

Pour sa part, J. Flandrin (1952a) fait état de nappes dont l'existence n'est clairement affirmée que dans la région de Sidi-Aïssa.

Ainsi, les géologues de la S.N. REPAL, J. Guillemot et J. Flandrin signalent des nappes dans la bordure sud-tellienne, mais ces nappes sont *localisées* longitudinalement et transversalement. On peut donc affirmer, à l'encontre des déclarations de J. Flandrin que l'important chevauchement de *toute la bordure* méridionale du Tell n'a pu être connu dès 1952, et, à plus forte raison, dès 1948. En 1948, il pouvait être encore admis par les fidèles qui conservaient les opinions de Gentil et Joleaud.

En 1951, quelques personnes pouvaient apprendre, toutefois, qu'il existait trois nappes superposées dans une partie du Tell méridional. C'était celles qui avaient lu ma première note à l'Académie des Sciences (Caire A., 1951a), ou qui avaient écouté la présentation de mon second travail devant la Société géologique de France (Caire A., 1951b)¹. On y apprenait que trois unités de recouvrement A, B et C reposent, dans la région de Mansourah, sur un autochtone méridional. Dans ces mêmes publications, il était précisé que l'unité B (sénono-éocène) et l'unité C (« medjanienne ») reposent chacune sur un coussinet de Trias, et je proposais d'étendre le schéma structural de la région de Mansourah à toute la dépression subbibanique, c'est-à-dire, pratiquement, sur une distance de 100 km. Je reconnaissais le rôle des mouvements post-nappes et j'admettais que les unités allochtones s'étaient mises en place sous l'action de la gravité. Par ailleurs, je figurais une ride se déplaçant du N au S, au cours de la propagation des unités A, B et C. Cet exposé n'était certes pas sans défaut, et j'ai noté (Caire A., 1954a) les erreurs contenues dans mes premiers travaux. Mais c'était la première fois, depuis le rejet des grandes nappes de Gentil et Joleaud, qu'étaient décrites et figurées des unités de recouvrement dans le Tell méridional. Dès 1951, tous les géologues pouvaient donc savoir qu'il existait des nappes de glissement dans le Tell méridional.

1. Cette même année, j'avais d'ailleurs adressé à M. l'Ingénieur Général Bétier, après une mission de reconnaissance achevée le 9 juillet 1951, un rapport où j'écrivais : « Il apparaît aujourd'hui que le Trias a joué le rôle de lubrifiant à la base de « nappes » qui se sont écoulées les unes sur les autres, sur le revers Sud de l'anticlinorium des Biban. Ces lames (unités C et B), glissant vers le Sud, ont provoqué des refoulements, écailllements et décollements dans leur substratum (unité A)... Cette unité inférieure s'est écoulée vers le Sud à la faveur d'ensellements tectoniques ». Mais il est bien évident que je ne désire pas faire état de ce rapport, car seuls les travaux régulièrement publiés peuvent être pris en considération dans les questions de priorité.

Par mes soins, des précisions ont été données sur les mouvements post-nappes, la division en lames de l'unité A, l'origine de l'allochtone et la structure de la zone bibanique, en 1952 et 1953 (voir Bibliographie). Entre temps, M. Mattauer (1953b, c, e) découvre des phénomènes comparables dans l'Ouarsenis oriental. Il en résulte deux notes (Caire A. et Mattauer M., 1953 a, b), l'une sur l'extension de l'unité C dans le Tell méridional, l'autre sur l'âge du Miocène post-nappe du Sillon Chélif-Soummam. A la suite des travaux de L. Glangeaud (1952b, c ; 1953 ; Glangeaud L., Aymé A., etc..., 1952) sur la tectonique algérienne et la structure de la région de Tablat, une synthèse des nappes telliennes est proposée (Caire A., Glangeaud L., Mattauer M., Polvêche J., 1953). La même année, L. David (1953a, b) fait paraître le résultat partiel de ses travaux sur la région de Souk Ahras.

Une note récapitulative (Caire A., 1954a) dresse le tableau des nappes telliennes entre les Monts du Hodna et le Djurdjura. Elle peut être considérée comme une introduction à la lecture du présent mémoire. Je donne ensuite mes conclusions sur l'origine et la date de mise en place du matériel allochtone (Caire A., 1954b), et quelques remarques sur les relations du Lutétien supérieur avec les terrains plus anciens de la région de Mansourah (Caire, 1954c).

Les travaux les plus récents, qui s'intègrent dans le nouveau schéma tectonique des chaînes algériennes, sont dus à J. Busnardo (1954), A. Caire (1955), A. Caire et M. Mattauer (1954, 1955), A. Caire, P. Chauve, L. Glangeaud, M. Mattauer (1955), M. Durand Delga (1955a, 1956a, b, c), M. Durand Delga et A. Lambert (1956), J. R. van de Fliert (1952), L. Glangeaud (1956a, b), Glaçon J. et G. (1955a, b), J. Magné et M. Mattauer (1955b, 1956), J. Magné, J. Polvêche et J. Sigal (1955), M. Kieken, J. Magné et J. Polvêche (1956). Je n'entreprendrai pas d'analyser en détail toutes ces publications. Certaines touchent à des régions que je n'ai pas visitées, d'autres ne pourront être jugées qu'avec un recul de quelques années. Mais toutes font progresser, en divers points du Tell, l'étude des nappes.

D'autres travaux récents ne s'accordent pas avec mes dernières interprétations. A. Lambert (1955) rejette l'hypothèse de la « Kabylie flot-tante » ; G. Lucas (1955d) préfère mes premières hypothèses tectogéniques aux idées que j'ai développées depuis 1953 ; M. Kieken (1956) pense que la nappe du Flysch s'est mise en place en deux étapes :

1^o avant le dépôt du Numidien, des lambeaux de cette nappe seraient arrivés dans le bassin épibibanique, c'est-à-dire dans le bassin situé sur l'emplacement de la chaîne des Biban s. l., et dont la bordure septentrionale se situerait immédiatement au S de la chaîne calcaire. Cette première étape est probablement nécessaire si le Numidien est transgressif sur la chaîne calcaire et la nappe du Flysch. Mais cette allure transgressive est, à mon avis, fort douteuse (v. Caire A. 1954a, b ; et Durand Delga M. 1956c, pp. 308-309).

2^o au Miocène inférieur, les lambeaux de la nappe du Flysch auraient glissé plus au S, avec les autres nappes sud-telliennes, qui seraient d'origine bibanique. Ce point de vue est très proche des conceptions de J. Flandrin (v. ci-dessous). Je suis parfaitement d'accord pour le glissement d'âge miocène inférieur (Caire A. et Mattauer M. 1953b), mais je ne pense pas que les nappes A et B soient entièrement d'origine bibanique.

Sur la figure 2 de M. Kieken, il semble que le territoire soumis à mes investigations ne dépasse pas, vers l'E, le méridien de Mansourah. Cependant, ma minute de levers, conférée à la S.N. REPAL, s'étend sur des parties plus ou moins vastes des feuilles El Esnam, Oued Okris, Beni Mansour, Mansourah, Bordj Boni et Bordj bou Arréridj.

Enfin, d'assez vives critiques ont été adressées à l'« École de Besançon » par L. Calémbert (1955) et J. Flandrin (1955a, b) en ce qui concerne la signification, l'origine, le mode et l'âge de mise en place des nappes telliennes. Il leur a été répondu, sur les points principaux, dans les notes sommaires de A. Caire (1956a, b), L. Glangeaud (1956a), M. Mattauer (1956a, b, c, d) et de J. Polvêche (1956b). Les travaux présentés au cours de la séance du 3 décembre 1956 de la Société géologique de France ont d'ailleurs confirmé l'existence de ces nappes et étendu leur répartition (voir dans le Bulletin correspondant les notes de A. Caire, A. Caire et J. Magné, L. Glangeaud, M. Mattauer, J. Polvêche, F. de Chevilly au nom des géologues de la S.N. REPAL)¹.

L'étude structurale développée dans le présent mémoire constituera d'autre part une réponse détaillée aux critiques élevées par J. Flandrin contre mes interprétations personnelles. Je me contenterai de signaler ici certains points importants des opinions de cet auteur :

Les unités B et C ne sont pas réellement allochtones. Elles représentent la couverture décollée de la chaîne des Biban, qui a progressivement coulé vers le S au cours de phases tectoniques successives (Flandrin J. 1955a, b).

A la fin du Crétacé supérieur, début du décollement du Sénonien bibanique et subbibanique (1955b).

A la fin du Lutétien et au début de l'Éocène supérieur, soulèvement des Biban et accentuation du glissement. Au début de l'Éocène supérieur, écaillage et chevauchement vers le S des chaînes kabyles (1955b). L'orogénèse bartonienne est responsable de la mise en place de la nappe du Flysch, car l'Oligocène de la bordure S du Djurdjura surmonte cette nappe en transgression (1955a).

Au Priabonien supérieur et à l'Oligocène : Transgression. Les éléments des conglomérats des Dj. Zenoun, etc., sont d'origine bibanique.

Au début du Miocène, remise en mouvement des unités décollées et glissement du Medjanien (1955b).

A la fin du Miocène, phase tectonique responsable du chevauchement de toute la partie méridionale du Tell (1955a).

9° Rappel de quelques résultats :

Je terminerai cet historique en rappelant la date de publication de quelques observations et interprétations qui représentent ma contribution personnelle à l'étude tectonique du Tell. Cette liste ne comprend pas tous les faits nouveaux que j'ai pu mettre en évidence, mais se borne à signaler les résultats originaux qui ont pu trouver des applications en d'autres régions. Je ne rap-

1. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. VI, pp. 867-931. Les résultats présentés en séance par F. de Chevilly n'ont pas été publiés dans le Bulletin (note ajoutée en cours d'impression).

pelleraï d'ailleurs pas les hypothèses successives que j'ai été amené à concevoir depuis le début de mes travaux, mais seulement les interprétations les plus récentes.

La zone subbibanique est caractérisée, dans la région de Mansourah, par l'empilement de trois « unités de recouvrement » A, B et C, qui reposent sur un autochtone méridional. Le même style tectonique caractérise probablement toute la zone subbibanique (Caire A, 1951b).

Au N de la chaîne du Djebel Mansourah, les nappes s'étendent jusqu'à la zone I : « La notion d'autochtone devient imprécise dès que l'on dépasse, vers le N, la chaîne du Djebel Mansourah » (Caire A, 1953e). La grande Kabylie n'est peut-être qu'un vaste lambeau de recouvrement (Caire A, 1954a : hypothèse présentée avec M. Mattauer).

L'unité A se subdivise localement en quatre lames, qui se groupent en deux ensembles (A_{1-2} et A_{3-4}) (Caire A. 1953a). Le Miocène de l'unité A contient des klippes sédimentaires (Caire A. 1953a, 1954a).

Les lames A_{1-2} proviennent de la zone subbibanique, A_{3-4} de la zone à Sénonien « bathyal » où s'est individualisée la zone bibanique (Caire A. 1953b).

La zone bibanique ne correspond pas, dans sa partie visible, à un anticlinorium, mais elle est formée de deux unités (Caire A. 1953d et 1955). De plus, elle chevauche son avant-pays méridional (1951b, 1953e).

Les unités B et C constituent les nappes supérieures (Caire A. 1953a) ayant progressé ensemble pendant au moins une certaine période (Caire A. 1953b) et reposant sur le Sénonien redressé de la zone bibanique (Caire A. 1953b).

L'unité B provient de la zone II (à Sénonien « bathyal ») (Caire A. 1953b) et de la zone intermédiaire : zone des Écailles intermédiaires de L. Glangeaud (Caire A. 1954a). Le Trias supportant l'unité B provient d'une région située près de la limite des zones I et II de L. Glangeaud (Caire A. 1953b), au moins en partie de la zone parautochtone des Écailles intermédiaires = Babors (Caire A, 1954a).

L'unité C provient, dans son ensemble, de la zone I de L. Glangeaud (Caire A. 1953d). Cette unité comprend : du Sénonien conglo-mératique provenant de la (partie septentrionale de la zone des Écailles intermédiaires de L. Glangeaud = Babors = Zone sous-kabyle de M. Durand Delga) ; des Flyschs (crétacés et oligo-

cène supérieur) de la zone du Flysch de L. Glangeaud ; et du Miocène I qui s'est déposé dans le Tell septentrional (Caire A. et Mattauer M. 1955).

Le glissement par gravité rend compte de la mise en place des nappes dans le Tell méridional (Caire A. 1951b), pendant laquelle une ride s'est déplacée du N au S (Caire A. 1951b, fig. 4). Dans le Tell, les nappes ont pu se déplacer à la surface d'une pédiplaine (Caire A. 1956c). Les lames triasiques supportant les unités B et C ont joué le rôle de lubrifiant (Caire A. 1951b).

Il n'existe pas de discordance à la base du Lutétien supérieur dans la région de Mansourah (Caire A. 1953b, 1954c). Les nappes telliennes se sont mises en place pendant le Miocène inférieur, ce qui permet de définir un Miocène inférieur I (anté-nappes) et un Miocène II (post-nappes) (Caire A. et Mattauer M. 1953b).

On peut concevoir l'évolution suivante (Caire A. 1954b) : Au Nummulitique supérieur : soulèvement et déversement vers le S de la zone I, avec écaillage de la chaîne calcaire et de la bordure N de la zone II (Écailles intermédiaires de L. Glangeaud). Au début du Miocène et peut-être dès l'oligocène terminal : charriage ou glissement de la zone I vers le S. Compression de la nappe du Flysch. Refoulement du « Medjanien » qui entraîne la couverture plastique des écailles intermédiaires et de la zone II, décollée au niveau des lentilles de Trias mises en place dès le Crétacé. Glissement des nappes ainsi libérées, qui s'étalent vers le S, jusqu'à la bordure méridionale du Tell (Caire A. 1954b).

On peut proposer d'étendre les précédentes conclusions à une grande partie du Tell algérien. Cette évolution est comparable à celle du Maroc et de la Tunisie septentrionale (Caire A. 1954a, b). On peut en particulier, comparer :

1. zone paléozoïque du Maroc septentrional, *et* massif ancien de grande Kabylie,
2. Dorsale calcaire et Bokoya, *et* chaîne calcaire du Djurdjura,
3. Nappe du Rif, *et* zone du Flysch (nappe du Flysch *et* Flysch de l'unité C).
4. Nappe pré-rifaine, *et* unités structurellement inférieures à la nappe du Flysch (Caire A. 1954a).

Les mouvements post-nappes ont été très importants : écailles ; bombements de la zone subbibannique déversés, couchés ou faillés sur le flanc S ; autochtone des Monts du Hodna (1951b). Les amygdales intra-telliennes (Azerou, zone III : Zaccars, etc) représentent le pays profond, généralement masqué par des unités de

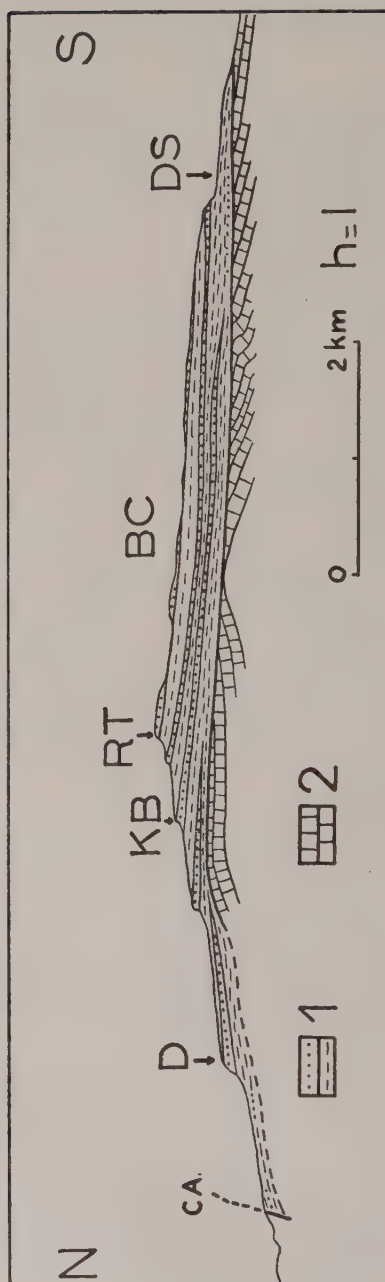


FIG. 65. — Coupe NS dans le Djebel Mansourah.

1 : marnes (tirets) et barres gréseuses (points) miocènes ; 2 : Crétacé d'El Hamra - Dreat. De gauche à droite : CA : contact anormal ; D : Djerhalil ; KB : Kef el Boual ; RT : Rhoraf el Tenia ; BC : Bled Cherchara ; DS : Dar Sghira du Dreat.

La structure du Crétacé est celle vue le long de la coupe d'El Hamra - Dreat. On note l'enrichissement en grès de la série miocène, lorsqu'on se dirige du S au N.

recouvrement (Caire A. 1954d). Au Plio-Quaternaire se sont produits des mouvements à grand rayon de courbure, par rapport auxquels des oueds antécédents se sont encaissés dans les glacis rocheux (Caire A. 1954a, b).

III. — AUTOCHTONE

(v. fig. 63 à 67, 148 ; pl. I et V)

Je n'étudierai, dans ce chapitre, que l'autochtone méridional, sans préjuger de son extension sous l'édifice allochtone subbibanique. Cet autochtone franc, correspondant aux Monts du Hodna s. l. est caractérisé structuralement par des plis à grand rayon de courbure, localement compliqués de flexures et de failles. Stratigraphiquement, il est constitué par des terrains à faciès présaharien : Crétacé et Éocène recouverts en discordance par le Miocène inférieur (v. pp. 120, 180, 327 et 449).

La série miocène contient des klippes sédimentaires. Elle n'est donc autochtone que par rapport aux nappes principales.

1° **Le massif du Djebel Mansourah** (fig. 65).

a. — *Généralités* :

Ce massif est constitué par le Djebel Mansourah proprement dit, son prolongement méridional (région de Dreât) et son annexe occidentale (Selatna). Le Djebel Mansourah est constitué par une épaisse série d'âge miocène inférieur, ployée en un vaste bombement d'axe E-W, compliqué de flexures et de failles. Le Miocène recouvre en discordance une série crétacée plongeant au SE dans son ensemble.

L'Éocrétacé effleure dans la bande d'El Hamra Dreât. Plus au S, il est recouvert par le Néocrétacé, supportant lui-même l'Éocène qui borde la plaine du Hodna.

Dans les Monts du Hodna, on a reconnu des traces de mouvements : peut-être, vers la limite Jurassique — Crétacé au Kef oum-et-Tiour (Glaçon J., 1952, p. 75), à l'Emschérien dans le bou Taleb (Bertraneu, J., 1952) et pendant l'Éonummulitique dans le Maadid (Flandrin J., 1948). D'après J. Bertraneu, la discordance infra-valanginienne, signalée au Bou Taleb par J. Savornin (1920a), n'existe pas. Au point de vue structural, divers chaînons des Monts

du Hodna montrent une combinaison de directions saharienne SW-NE à WSW-ENE, et tellienne E-W. C'est le cas, en particulier, au Djebel Mansourah. On observe en effet, dans la région d'El Hamra, un repli anticlinal dont les flancs présentent des pendages relativement faibles (5 à 30°) sauf en bordure de la faille d'El Hamra, qui s'accompagne d'une flexure accentuée. Le flanc N de l'anticlinal s'aplatit avant de disparaître sous le Miocène. Compte tenu de la direction SW-NE des couches formant son flanc S, cet anticlinal peut se situer dans le prolongement de l'aire des Rahmane, vaste bombement de l'Atlas saharien. Mais l'axe de ce pli subirait, à l'W du Dj. Tarf, une torsion l'amenant dans une direction WSW-ENE, parallèle aux plis présahariens entourant le Hodna. L'anticlinal d'El Hamra a peut-être été observé par J. Savornin (1906a, fig. p. 288) mais mal dessiné et méconnu dans les descriptions ultérieures de ce géologue. En tout cas, il n'existe pas d'anticlinal au voisinage du Teniet er Rih, comme il semble l'indiquer dans sa thèse (Savornin J., 1920a, p. 191).

L'Éocrétacé du Dj. Mansourah est affecté de flexures et de failles, mais celles-ci intéressent aussi le Miocène discordant. Peut-être n'ont-elles fait que rejouer après le dépôt du Miocène, mais rien n'indique qu'elles aient existé auparavant. On doit remarquer que les failles sont beaucoup plus nombreuses en d'autres régions des Monts du Hodna, par exemple dans le Dj. Maadid, où elles sont en majeure partie anté-miocènes (Drooger C.W., 1952).

Aux structures « sahariennes » de l'Éocrétacé se superposent les dislocations « telliennes » du Miocène discordant. Ce dernier dessine, dans le Dj. Mansourah, une ondulation anticlinale, dont l'axe s'oriente d'E en W, comme dans le Dj. Maadid (Drooger, 1952) et l'Aurès (Laffitte R., 1939a). Les failles et flexures, localisées sur les flancs du massif, offrent une orientation, soit E-W, soit subméridienne.

b. — *Accidents longitudinaux :*

Ces accidents s'orientent autour de la direction E-W, qui est celle du plissement d'ensemble, après le dépôt de la série miocène. Les principaux sont :

— *La flexure de Toubou.* Sur le flanc S du massif (feuille Bordj-bou-Arréridj), entre Ouaracène (C.L. 669 - 301) et M^{tat} O^d Rachdi (C.L. 685,6 - 302,4), on observe une flexure dans la série miocène subhorizontale ou affectée d'un faible pendage S. Le long de cette

flexure, les couches plongent fortement au S. La bande à fort pendage, assez étroite entre Ouaracène et Draa el Ma, se développe sur une largeur de 300 m entre Draa el Ma et M^{tat} O^d Rachdi. Dans le détail, les couches sont subverticales entre Ouaracène et Draa el Ma, à fort plongement SSE entre Draa el Ma et M^{tat} Megouri, verticales entre M^{tat} Megouri et le point 851 au S de Faïd Djoua, à plongement SE entre le point 851 et M^{tat} O^d Rachdi. Elles traversent la route de Bordj-bou-Arréridj à Msila entre les points C.L. 682,8 - 301,6 et 682,7 - 301,2. Cette flexure se développe au total, suivant une direction sensiblement E-W, sur une distance de 14 km.

— *La faille de l'Oued Zdila.* — Sur le flanc N du Djebel Mansourah apparaît une faille d'orientation WNW-ESE, naissant à l'W de Rass ed Dekkour, coupant l'Oued el Mesdour, passant au N d'Aine Zdila et rencontrant l'Oued Zdila (feuille Bordj-bou-Arréridj). Elle passe au S de Mansourah Kebira et limite :

au S la partie principale du Dj. Mansourah,

au N, un panneau ondulé, plongeant au N, figuré par J. Savorin (1906a, fig. p. 288). Ce panneau supporte la dechra de Mansourah Kebira (v. fig. 73 et pl. II).

La faille se dirige ensuite sur la feuille Mansourah, vers la dechra de Mansourah Shhira. Mais les éboulis ne permettent pas de voir si elle se prolonge plus à l'W, et quelle est sa relation avec la faille transversale d'El Hamra. On peut la prolonger hypothétiquement jusqu'à rencontrer le prolongement de la faille d'El Hamra.

c. — *Accidents transversaux :*

Sur le flanc W du Dj. Mansourah une faille suit le bord occidental des affleurements éocrétaqués d'El Hamra — Dreât. Je l'ai nommée faille d'El Hamra (Caire A., 1951a). Elle se décompose dans sa partie septentrionale, en un faisceau de cassures. Au S de Teniet er Rih, son tracé est onduleux. Dans la région d'El Hamra, cette faille est accompagnée, sur sa lèvre orientale, par une flexure brusque, soulignée par les couches d'argiles vertes de l'Eocrétaqué et par la disposition d'un lambeau conglomératique de Miocène transgressif (v. fig. 66, p. 543). Au S de Teniet er Rih, la faille ne provoque qu'une simple dénivellation.

La faille de Sidi Amar plonge fortement à l'W. De regard E, elle ramène au jour, sur la feuille Mansourah, le Miocène basal et un peu d'Eocrétaqué.

Les affleurements éocénés de la « forêt » de Dreât sont limités à l'E par une nouvelle faille, probablement subverticale et de rejet peu important, souvent difficile à déceler sur le terrain. Son existence est essentiellement démontrée par la répartition des couches éocénées et miocènes.

d. — *Étude structurale détaillée :*

— *Partie centrale du massif : Djebel Mansourah proprement dit* —

La partie centrale du massif est située au S de Mansourah, à cheval sur les feuilles Mansourah et Bordj-bou-Arréridj. Je l'étudierai du N au S.

Au S et à l'E du village européen de Mansourah, les couches miocènes plongent au N dans leur ensemble, malgré de légères ondulations longitudinales et transversales. Cette structure apparaît sur les figures 65 et 73.

Au-delà de la faille de l'Oued Zdila s'étagent les grosses barres gréseuses du Kef Azar (supportant la dechra de Djerhalil, du Kef Tislaline, du Kef Boual (nommée Kef el Boual à l'W, Kef Mrassène à l'E). Entre la faille et le prolongement oriental du Kef Azar, les couches miocènes plongent au NNE d'environ 30°. Elles figurent, avec le panneau de Mansourah Kebira, la retombée septentrionale, faillée, de l'anticlinal du Dj. Mansourah. La barre du Kef Mrassène, forme, à Kasbah Mansourah, l'un des culmens (1728 m) du Djebel, et plonge, en ce point, très faiblement vers l'W. Les niveaux les plus élevés de la série miocène constituent les sommets les plus élevés du massif (Djebel Kteuf ou Dj. Mansourah *s. str.*). Ce sont des couches subhorizontales, formant le Koudiat Trab (1795 m), le Rhoraf el Tenia (1756 m), et le signal de Mansourah (1862 m). Les mêmes couches, où alternent marnes et bancs gréseux, constituent le versant méridional de la montagne, au N de Dar Kbira du Dreât, en plongeant faiblement vers le S, parallèlement à la pente. Au S de Dar Kbira du Dreât, le Miocène redevient horizontal et repose, près de la lisière méridionale des feuilles Mansourah et Bordj-bou-Arréridj, sur le Néocéné.

On voit très bien, sur le terrain ou en photographies aériennes, que la série miocène est beaucoup plus épaisse sur le flanc N que sur le flanc S du Djebel Mansourah. On note, sur les pentes occidentales de la montagne, la réduction d'épaisseur progressive et la disparition, vers le S, des barres gréseuses de Djerhalil (qui se coince dans le Bled Souagui au SE d'El Hamra), du Kef Tislaline

et du Kef el Boual (disparaissant au pied méridional du Kef el Asteur, au SSW du signal de Mansourah).

Au S du Djebel Mansourah, la base du Miocène demeure presque horizontale sur de très grandes surfaces. « La cote moyenne de cette vaste carapace... est 1050. On a ici une exacte image de la surface du sol telle qu'elle avait été façonnée (nivelée sur plus de 100 kilomètres carrés) avant l'invasion marine cartennienne » (Savornin J., 1920a, pp. 355-356). Enfin, le Miocène plonge régulièrement sous les formations plus récentes de la plaine du Hodna.

J'estime que la surface d'érosion correspondant à la base de la transgression miocène représente une pédiplaine, et qu'elle s'étendue sur tout le domaine présaharien.

— *Partie orientale du massif* —

Entre le Djebel Mansourah *s. str.* (partie culminante du massif) à l'W et la vallée de l'Oued Ksob à l'E, les barres gréseuses miocènes, toujours séparées par d'épaisses tranches marneuses dans lesquelles elles dessinent des lentilles fuselées, permettent d'analyser la structure. On reconnaît ainsi, dans un ensemble subhorizontal, de vastes ondulations anticlinales et synclinales (anticlinal du Koudiat el Ebiar, au N de la flexure de Toubou, vers C.L. 679 - 303 ; synclinal de M^{at} bou Tartag, vers C.L. 674 - 304 ; anticlinal de Draa Bechra, vers C.L. 680 - 305). Sur le flanc N du massif, les couches miocènes plongent faiblement vers le N et s'enfouissent sous l'unité A. Il en est de même à l'E de la route de Bordj-bou-Arréridj à Msila.

A l'E de l'Oued Ksob, on entre dans le massif du Maâdid, nouveau chaînon des Monts du Hodna qui relaie le massif du Djebel Mansourah. Schématiquement, il s'agit d'un vaste anticlinal dissymétrique, d'axe sensiblement WSW-ENE. Le flanc N comprend des couches miocènes, plongeant de 5 à 30° au N. Le flanc S « est assez escarpé avec des pendages des strates de 40° au S jusqu'à légèrement déversés » (Drooger C. W. 1952).

— *Partie occidentale du massif* —

A l'W de la faille d'El Hamra, l'autochtone est constitué, dans la partie SE de la feuille Mansourah, par une alternance de marnes et grès miocènes, superposés à l'Éocrétacé de Sidi Amar (pp. 451 et 456). Au SE de la crête joignant Teniet er Rih, à Sidi Slimane, par le K^{at} Abdallah, le plongement, voisin de 10°, s'effectue constamment vers l'W. Au N du K^{at} Abdallah, les couches pendent

de 20° à 30° au NW, puis leur inclinaison devient plus forte que la pente topographique, et les bancs gréseux dessinent un anticlinal, dont le flanc N plonge jusqu'à 70° près de Sidi Mannsour. Cet anticlinal se prolonge au SW, et apparaît, avec une netteté particulière, entre le secteur tabulaire de Sidi Slimane et Sidi Yahia ben Salem. Il s'atténue plus à l'W. Au Koudiat el Habbès, les bancs sont encore horizontaux. Mais, plus à l'W et au N, ils plongent de 10° à 20° à l'W et au NW. Le même régime se poursuit jusqu'au S, et au SW de Teniet Selatna.

La lisière septentrionale du domaine autochtone, entre El Hamra et la région de Selatna, est affectée de forts pendages au N ou au NW. De Selatna vers l'WSW, les couches miocènes offrent au contraire un plongement faible, jusqu'au point où elles disparaissent sous l'allochtone.

e. — *Phases de diastrophisme :*

La première phase tectogénique tertiaire, qui a donné son style et l'essentiel de sa structure à l'Atlas saharien, se situe entre l'Eocène moyen et le Miocène inférieur. Dans certaines régions, R. Laffitte (1939b) a pu la dater, avec plus de précision, de l'Eocène supérieur. Pour J. Flandrin (1952a) elle correspond à la fin de l'Eocène moyen ou au début de l'Eocène supérieur.

Cette phase majeure a laissé des traces extrêmement nettes dans le Djebel Mansourah. Mais ce dernier massif garde l'empreinte de mouvements plus récents, qui affectent les dépôts du Miocène inférieur.

Les effets de ces deux phases peuvent être aisément distingués sur le flanc W du Djebel Mansourah, où le Crétacé affleure longuement sous le Miocène discordant. La limite de ces deux séries représente d'ailleurs une limite d'érosion bien caractérisée, et non pas une ligne de rivage, comme l'imaginait J. Savornin. Pour cet auteur, tous les affleurements anté-miocènes de l'autochtone figuraient des îles pointant dans la mer miocène (Savornin J. 1920a, pp. 419-422 et fig. 93), mais cette opinion est insoutenable. Il était conduit, pour la même raison, à considérer les calcaires de base du Miocène, comme des « trottoirs d'Algues ».

Sur ce même flanc W du Djebel Mansourah, on note que la première phase tectogénique est responsable d'un anticlinal surbaissé, dont l'axe passe près de Teniet er Rih, et qui affecte l'Eocrétacé. L'allure de la limite entre autochtone et allochtone indique

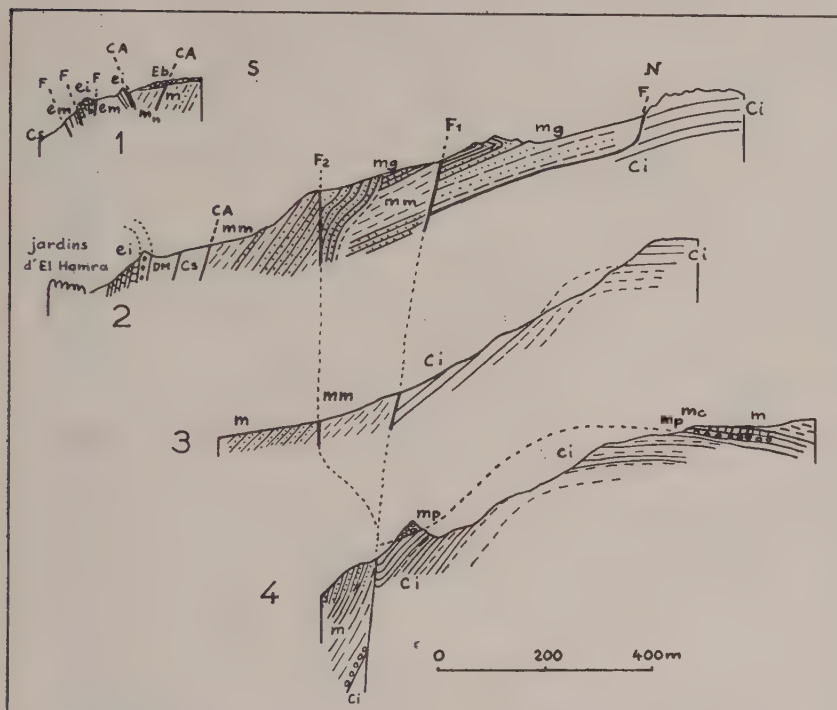


FIG. 66. — Bordure septentrionale de l'autochtone et partie inférieure de l'allochtone dans la région d'El Hamra.

- 1 : coupe synthétique au N de Chelk el Hamra ;
- 2 : coupe au NE d'El Hamra, passant par le point coté 1361 (les jardins d'El Hamra se situent au S de la coupe, sur le Sénonien bordant la bande ei) ;
- 3 : coupe à l'W du point coté 1256, au bord de l'Oued coulant au pied d'El Hamra ;
- 4 : coupe à l'E de Sidi Mannsour, passant par le piton du point C.L. 654,60 - 304,75.

L'orientation des coupes est WNW - ESE, et non pas SN comme l'indique la figure. L'échelle est approximative.

Autochtone : Ci : Éocrétacé formé d'argiles vertes, grès et calcaires magnésiens ; mp : conglomérat de base du Miocène inférieur ; mm : marnes gris verdâtre clair du Miocène inférieur ; mg : grès clairs, friables, du Miocène inférieur.

Allochtone : Cs : Sénonien ; DM : Dano-Montien ; ei : Éocène inférieur calcaire ; e_{sup} : Lutétien supérieur ; mn : Marnes noirâtres et bancs glauconieux du Miocène inférieur.

F : faille ; CA : contact anormal.



Fig. 67. — L'autochtone et sa limite septentrionale entre le Djebel Mansourah et Kherabcha (feuilles Mansourah et Bordj bou Arréridj).

1 : Crétacé d'El Hamra - Dret ; 2 : Miocène inférieur ; A : Éboulis gréseux. Pour la notation des pendages, v. p. 517
 Le trait barbelé représente la limite inférieure de l'allochtone subbibanique. Les bancs gréseux du Miocène autochtone, représentés par des pointillés forts, rencontrent obliquement cette limite. L'autochtone a donc subi une érosion avant d'être recouvert par les nappes de glissement.

le jeu de la flexure et de la faille d'El Hamra, et la surrection du Dj. Mansourah, postérieurement au dépôt du Miocène.

Il est permis d'admettre (Caire A. 1952c, 1954a, p. 40) que l'unité d'El Mouilha, découverte dans la dépression du Hodna par les géologues de la S.N. Repal (1952d, pp. 18-20 et 25-27, fig. 10 et 11) n'est qu'un fragment des nappes de glissement sud-telliennes, sédimenté dans la mer du Miocène inférieur. Ce lambeau, interstratifié dans le Miocène (Kieken M. 1956, p. 666), peut donc être assimilé à une vaste klippe sédimentaire (v. ci-dessous p. 568). On possède donc ici une preuve supplémentaire du soulèvement de tout le massif du Djebel Mansourah, après le passage des nappes.

Mais on ne peut admettre ici le point de vue de J. Savornin (1905a), pour qui le noyau de Dreât « s'est comporté comme un solide môle contre lequel les plis récents, venus du Nord, se sont écrasés ». Les nappes ne se sont pas arrêtées dans la zone sud-tellienne parce qu'elles y rencontraient un butoir, qui d'ailleurs n'existe pas et n'a pu exister à l'W des Monts du Hodna. Je discuterai plus loin (p. 740) les causes de cet arrêt.

En conclusion, on peut résumer de la façon suivante l'histoire tertiaire du Djebel Mansourah, qui est celle de toute la zone présaharienne :

- phase tectogénique anté-miocène, avec paroxysme (?) à l'Eocène supérieur ;
- dégagement d'une pédiplaine, de l'Eocène supérieur à la fin de l'Oligocène (ou jusqu'au début du Miocène) ;
- déformations, transgression de la mer miocène. Formation d'un sillon subsident. Glissement de klippes sédimentaires, qui s'interstratifient dans le Miocène inférieur ;
- phase tectogénique postérieure au dépôt de la série d'âge miocène inférieur, et orogénèse.

La surrection du Djebel Mansourah s'est poursuivie sans doute au cours du Pliocène et peut-être au Quaternaire ancien. En effet, le massif culmine aujourd'hui à 1862 m et domine largement les dépressions voisines. L'acquisition de son relief ne peut être qu'un phénomène relativement récent, dont on connaît d'ailleurs de multiples exemples en Afrique du Nord (v. p. 761).

2° Relations entre le massif du Dj. Mansourah et les unités de la zone subbibanique :

La nature des unités subbibaniques et leur mode de superposition faisant l'objet de chapitres ultérieurs, je me contenterai, pour

l'instant, d'indiquer les caractères de la limite entre la série Miocène du Djebel Mansourah et les terrains de la dépression subbibanique. La région la plus démonstrative correspond au prolongement occidental du Djebel Mansourah, étudié dans l'avant dernier paragraphe. Entre le Djebel Mansourah proprement dit et la région de Selatna, les bancs gréseux du Miocène autochtone rencontrent obliquement la limite méridionale des unités subbibaniques (fig. 67 p. 544). Les marnes sombres et les bancs glauconieux du Miocène subbibanique, qui recouvrent les bancs gréseux autochtones, ne peuvent donc pas être normalement superposés à ces derniers. La limite ne peut être, dans ces conditions, qu'une faille ou un contact anormal. Or, cette limite dessine, dans le Selatna, un lobe très prononcé, qui démontre la faible inclinaison du contact (pl. I). En certains points privilégiés, on peut même observer la superposition des éléments septentrionaux sur les couches, peu inclinées, du Miocène autochtone. Il s'agit donc bien d'un contact anormal, comme J. Savornin l'avait admis depuis longtemps.

IV. — UNITÉS INFÉRIEURES DE LA ZONE SUBBIBANIQUE : SUBAUTOCHTONE, LAMES A_1 - A_2 ET KLIPPES SÉDIMENTAIRES

(fig. 63, 64, 68 à 80, 148, pl. I, II et V)

Dans la partie méridionale de la zone subbibanique, le Miocène autochtone est, dans la plupart des cas, immédiatement recouvert par des sédiments d'âge miocène. La superposition de deux séries miocènes pose des problèmes délicats, touchant l'ampleur des recouvrements. Je commencerai donc par décrire les diverses unités tectoniques, sans préjuger de leur signification au sein de l'édifice allochtone. Les éléments recueillis feront ensuite l'objet d'interprétations, d'où sortiront les définitions du subautochtone, des lames A_1 et A_2 .

A. — Le bombement du Djebel Choukchot (pl. I et fig. 68) (Stratigraphie : v. pp. 137, 191 et 458)

Avant mes recherches, l'historique des travaux consacrés au Dj. Choukchot se réduit pratiquement à la mention des œuvres

de J. Savornin (1905a, b ; 1910c, 1920a). Pour ma part, j'ai décrit ce massif dans les bombements post-nappes (Caire A., 1951b) et donné quelques détails sur sa structure et ses relations avec les unités voisines (Caire A., 1954a).

1° Les grands traits de la structure :

a. Généralités :

Culminant à 1832 m, le Djebel Choukchot occupe la partie SW de la feuille Mansourah. Au point de vue stratigraphique, il est constitué de Crétacé recouvert par le Miocène inférieur discordant.

Dans le Bled Gueblia, l'Éocrétacé présente un faciès intermédiaire entre ceux d'El Hamra-Dreât et des Azerou (v. pp. 137-143).

Le Néocrétacé, affleurant de part et d'autre de la crête miocène du Djebel Choukchot, offre, de son côté, une série de passage entre celles des Monts du Hodna et de la zone bibanique (v. pp. 191-202).

Quant au Miocène inférieur, il est pratiquement identique à celui du Djebel Mansourah (v. pp. 449-469).

Au point de vue structural, le massif du Choukchot se présente comme un vaste bombement d'axe WSW-ENE, compliqué d'ondulations et de failles. Son architecture ressort de l'étude des cartes et coupes fig 63, 64, 68 et pl. I.

b. Partie centrale du massif :

Le sommet du Djebel Choukchot (Kef Agnane) est formé d'épaisses barres de grès sableux friables de teinte claire, horizontales. A l'Est et à l'Ouest, ces mêmes barres forment deux arêtes longues et étroites. A l'E, les couches plongent tout d'abord au S (Kef Ktef Zana), puis deviennent verticales et finissent par se renverser. A l'W, elles plongent régulièrement au N, jusqu'à la terminaison occidentale du massif, dans la région de Samma. Toute la région des crêtes forme un arc très ouvert, de direction sensiblement E-W. Cette longue arête sommitale sépare nettement, au point de vue orographique, les flancs méridional et septentrional de la montagne.

c. Flanc méridional :

Le flanc méridional du massif montre quelques replis, en particulier dans le secteur du Kef el Mansourah (fig. 68, et 69), mais

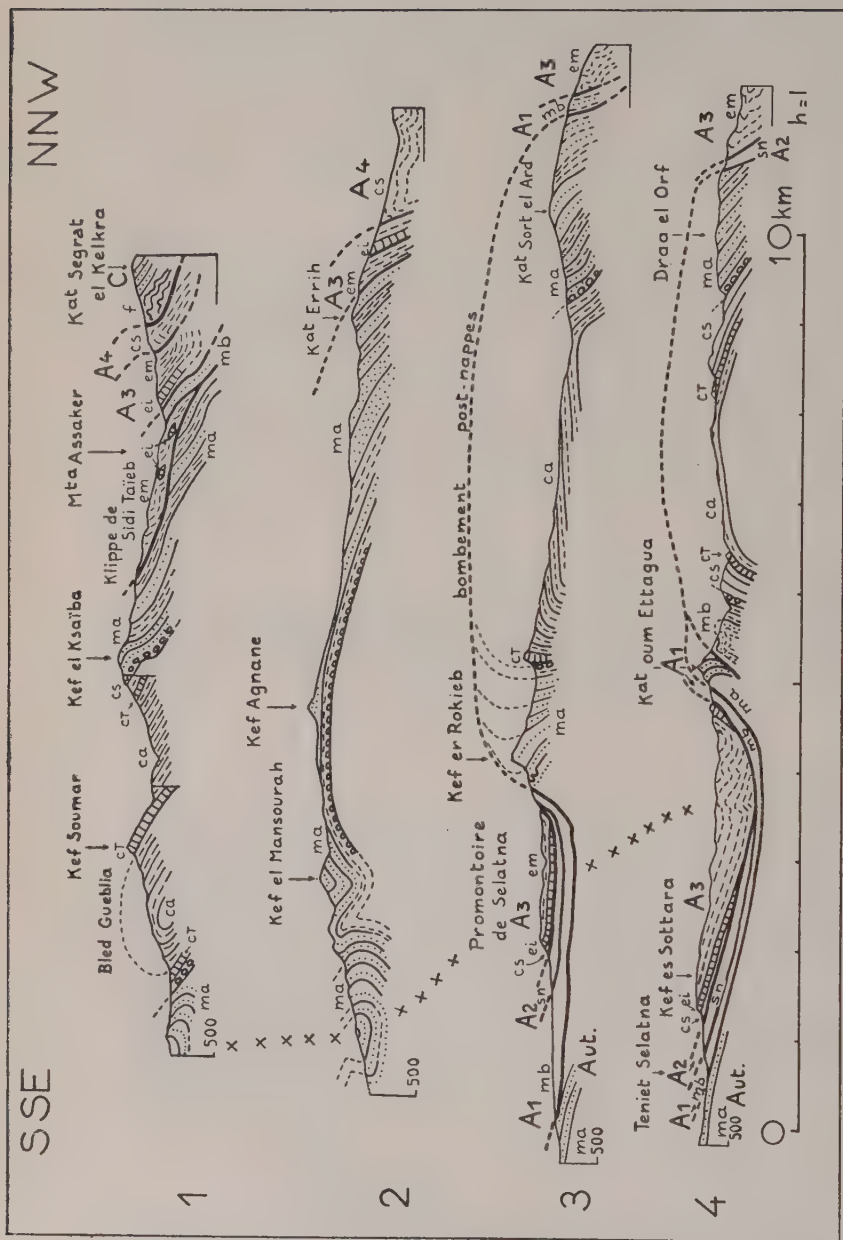


Fig. 68. — Coupes générales dans le massif du Djebel Choukhot (feuille Mansourah).

Les désignations géographiques permettent de repérer les coupes sur la planche I.

Légende : ca : Albo-Cénomaniens ; ct : Turonien ; cs : Sénonien du Dj. Choukhot et des lames A₃-A₄ ; sn : Sénonien néritique de la lame A₂ ; ei : Éocène inférieur calcaire ; em : Lutétien supérieur ; ma : Miocène inférieur à marnes grises et grès friables de teinte claire (faciès du Dj. Mansourah) ; mb : Miocène inférieur dépourvu de grès friables de teinte claire (faciès de la dépression subbibanique).

Aut : Autocène ; A₁, A₂, A₃, A₄ : lames de l'unité A ; C : unité C.

Le bombement post-nappes du Dj. Choukhot n'a été reconstitué que sur les coupes 3 et 4. Son influence apparaît sur les coupes 1 et 2, mais il ne peut être figuré avec précision, en l'absence de témoins méridionaux de l'unité A.

son caractère essentiel consiste en un renversement très accentué, le flanc inverse offrant des pendages d'une vingtaine de degrés vers le NW ou le NNW. On a vu (p. 460) que l'étude stratigraphique ne permettait pas de choisir entre l'hypothèse d'un simple pli couché se raccordant à l'autochtone méridional, et celle d'un pli faille, car il est possible d'envisager une variation latérale de faciès et de puissance dans la série miocène.

Au pied SE du Kef el Mansourah, on observe dans le Miocène une ondulation synclinaline qui, se prolongeant au NE, pourrait bien contenir le promontoire allochtone du Selatna. Dans ce secteur, rien n'indique un décollement du flanc S du Dj. Choukchot. Mais lorsqu'on se dirige vers le SW, c'est-à-dire dans le secteur de Melouza, on passe brusquement du flanc inverse du Dj. Choukchot à l'autochtone méridional ; des barres de grès sableux caractérisant la partie inférieure du Miocène, aux barres de grès durs correspondant aux horizons élevés de la série du Dj. Mansourah. Qu'il existe ou non une surface de décollement entre ces deux séries, le Djebel Choukchot s'avance ici sur l'autochtone. Un charriage est à exclure, mais on est en droit de parler de chevauchement accentué. Peut-être doit-on comparer le Dj. Choukchot à d'autres « éléments présahariens » chevauchants, décrits par J. Savornin (1920a, p. 401) au Sekrine, au S du Tafourer, au S et au SW du Talr'emt.

d. Failles de Samma et d'Oulad Yakoub :

On peut assigner au Djebel Choukchot une limite occidentale bien nette, représentée par la faille de Samma. Cet accident correspond, pour J. Savornin (1920a) à une surface de chevauchement inclinée vers l'E. En fait, le miroir de faille, bien visible au contact de l'Eocrétacé du Bled Gueblia, plonge de 45 à 50° W au voisinage du marabout Rafsa (feuille Msila) de 70 à 80° W vers la limite N du « noyau » grésodolomitique méridional, et devient subverticale au SE de Nador. A l'W de cette faille affleure le Sénonien néritique à lames triasiques et l'Eocène de Nador. Plusieurs cassures secondaires délimitent de petits compartiments qui forment la bordure orientale du massif de Kasbah. Toutes ces failles semblent se perdre dans le Miocène qui borde le flanc N des massifs du Dj. Choukchot et du Dj. Kasbah, et qui contient des lambeaux d'Eocène (faciès des Esquilles) étudiés plus loin (p. 568).

Une autre faille, offrant, comme celle de Samma, une direction transversale à l'axe du bombement, joue un rôle important dans

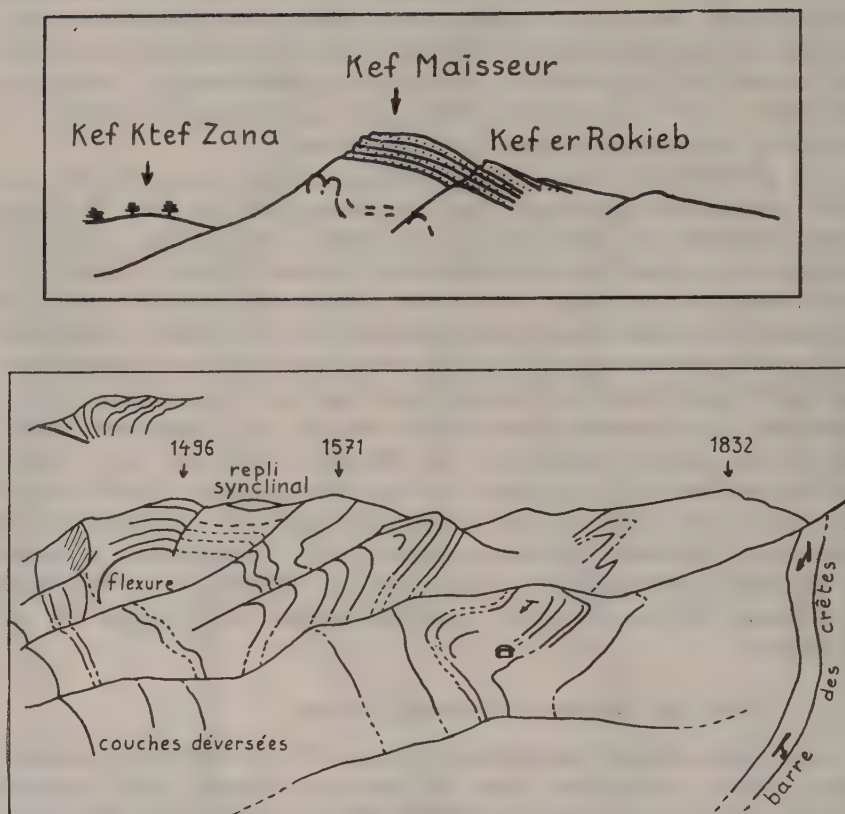


FIG. 69. — Structure du Djebel Choukhot dans la région du Kef Maisseur.

En haut : Renversement de la barre des crêtes et torsion des couches miocènes, vue de Dra Hanout (C.L. 640 - 301).

Au pied de la barre gréseuse renversée (Kef Maisseur et Kef er Rokieb), on observe des replis dans une série de marnes et de lits gréseux. Ces replis apparaissent sur la fig. 68, coupe 3, sous Kef er Rokieb.

En bas : Le flanc SE du Djebel Choukhot, vu du Kef Maisseur (C.L. 637, 60-303, 15). On note le déversement du flanc S de la carapace miocène du Dj. Choukhot. Le repli synclinal dont une coupe schématique est donnée dans le coin supérieur gauche de la figure, se développe dans le Kef el Mansourah (v. fig. 68, coupe 2).

l'évolution du massif : c'est la faille d'Oulad Yakoub, qui tranche le flanc méridional du Djebel Choukchot, et s'atténue dans le flanc septentrional (v. pl. I).

e. Phases de diastrophisme :

Les principaux traits de la structure actuelle ont été acquis après le dépôt de la série miocène. Ils se superposent aux dislocations anté-miocènes, affectant le Crétacé, et visibles dans les secteurs SW et NE du massif. Dans le secteur SW, entre le Bled Gueblia et la région de Samma, plusieurs failles à faible rejet, orientées approximativement E-W, naissent au contact de la faille transversale de Samma. Elles sont donc contemporaines ou postérieures à cette dernière, qui affecte le Miocène.

La faille d'Oulad Yakoub est une dislocation « pyrénéenne » ayant joué au cours de la phase miocène. En effet, les compartiments qu'elle sépare sont constitués par des termes différents de la série crétacée, recouverts par le Miocène. Et l'on verra plus loin que le Miocène a subi des dislocations différentes sur les deux lèvres de la faille. Les failles de Samma et d'Oulad Yakoub, toutes deux transversales à l'axe du bombement, ont sans doute suivi la même évolution.

Si l'on ramène à l'horizontale la base du Miocène, on voit que les plissements anté-miocènes se sont bornés à de faibles ondulations : le Crétacé fut affecté d'un plongement vers le NE, avec faille ou ondulation anticlinale dans la région cachée par le Miocène des crêtes.

2° Les dislocations superficielles entre le Kef Agnane et le K^{at} oum Ettagua (pl. I, fig. 70 et 71) :

Les crêtes du massif s'alignent d'W en E, dans une direction légèrement oblique à l'axe du bombement. Elles sont constituées par une épaisse barre de grès sableux, qui subit une torsion compliquée entre le point culminant du massif (Kef Agnane) et la faille transversale d'Oulad Yakoub (fig. 71).

Les couches, primitivement horizontales (Kef Agnane), se redressent progressivement (Kef Ktef Zana) atteignent la verticale et se renversent au S (Kef Maisseur), puis subissent une torsion qui les amène à plonger vers l'E de 30°, au N du Kef er Rokieb.

A l'E de la faille d'Oulad Yakoub, entre le Kef er Rokieb et le Koudiat oum Ettagua, s'étendent plusieurs bandes gréseuses, offrant en particulier le faciès des grès sableux de teinte claire.

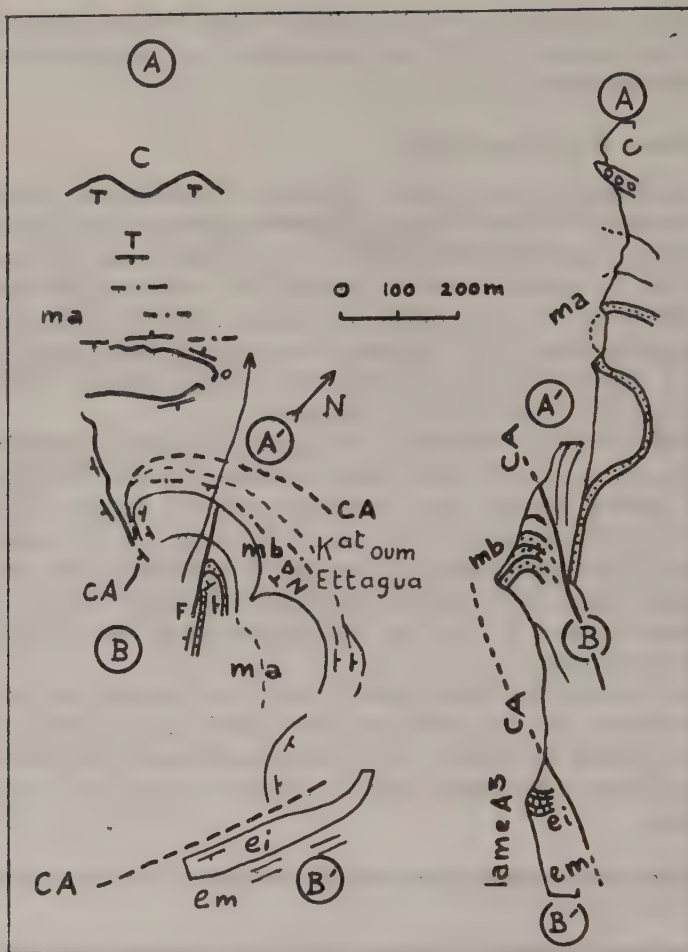


FIG. 70. — Secteur de Koudiat oum Ettagua
(C.L. 641,60 - 305,45).

Carte sommaire et coupes.

c : Crétacé ; ei : Éocène ; em : Lutétien supérieur ; ma : conglomérat de base, marnes et grès miocènes ; mb : grès friables formant le Kst oum Ettagua ; CA : contact anormal.

En lisant la carte de haut en bas, et les coupes de A en B et de A' en B', on note les faits suivants : Le Miocène inférieur, discordant sur le Crétacé, se renverse vers le S. Le lambeau du Kst oum Ettagua provient sans doute de la carapace miocène du Dj. Choukchot, qui surmontait le Crétacé au NW du secteur représenté ici. Ce lambeau a dû être arraché par la lame A₃, qui le recouvre au S.

Les couches y sont en situation normale et plongent au SE. Le Koudiat oum Ettagua est une grosse esquille tordue de grès sableux, noyée dans les marnes et grès de teinte sombre. Ces derniers sont renservés et disloqués au pied N du Koudiat, puis se raccordent aux couches qui recouvrent le conglomérat de base de l'Oued el Milerh. Ce conglomérat recouvre normalement le Crétacé à l'E d'Ed Dahar. Un peu plus à l'W, un copeau disloqué de grès calcaire à Algues jalonne le contact Crétacé-Miocène au SE d'Oulad Yakoub.

Immédiatement au S du Kef er Rokieb, du K^{at} oum Ettagua, et des barres gréseuses en situation normale qui s'allongent entre ces deux reliefs, on observera la base des lames de charriage qui, au SE du Dj. Choukhot, forment le « promontoire » de Selatna. Ces lames sont certainement passées par-dessus le Djebel Choukhot et leur action, sur une partie déjà soulevée du massif, a fort bien pu conduire aux complications locales qui viennent d'être décrites. On notera à ce sujet que la torsion la plus accentuée de la barre des crêtes correspond au niveau le plus proche de la base des lames de charriage. Avant l'érosion, il est possible que cette barre ait présenté, sur toute sa longueur, une torsion analogue à celle du Kef Maïsseur.

La faille d'Oulad Yakoub, parallèle au sens du cheminement des lames de charriage, a joué le rôle d'une surface de discontinuité. On peut la comparer à certaines failles du Jura, telles que le pseudo-décrochement de Pontarlier, dont le rôle exact fut reconnu par L. Glangeaud (1947, 1949). De telles failles, antérieures aux plis, séparent deux compartiments évoluant indépendamment l'un de l'autre, lors du plissement paroxysmal. Dans le compartiment situé à l'W de la faille d'Oulad Yakoub, on voit ainsi un simple retournement de la barre gréseuse des crêtes. Au contraire, le compartiment oriental témoigne d'un écaillage, d'un morcellement de la couverture et de l'entraînement de masses gréseuses, dans le sens du déplacement des nappes. L'écaillage est accompagné, au SE d'Oulad Yakoub, de l'entraînement d'une esquille calcaire située primitivement dans une position plus septentrionale. Au S du Chabet el Milerh, la masse plastique des marnes et grès de teinte sombre a été renversée vers le S. Une esquille de grès sableux (K^{at} oum Ettagua) venant du N, s'est incorporée à cette masse fluente. Au S d'Ed Dahar, une bande gréseuse a été entraînée vers le S, en conservant une situation normale. Elle affleure aujourd'hui entre le Kef er Rokieb et le K^{at} oum Ettagua (fig. 71).

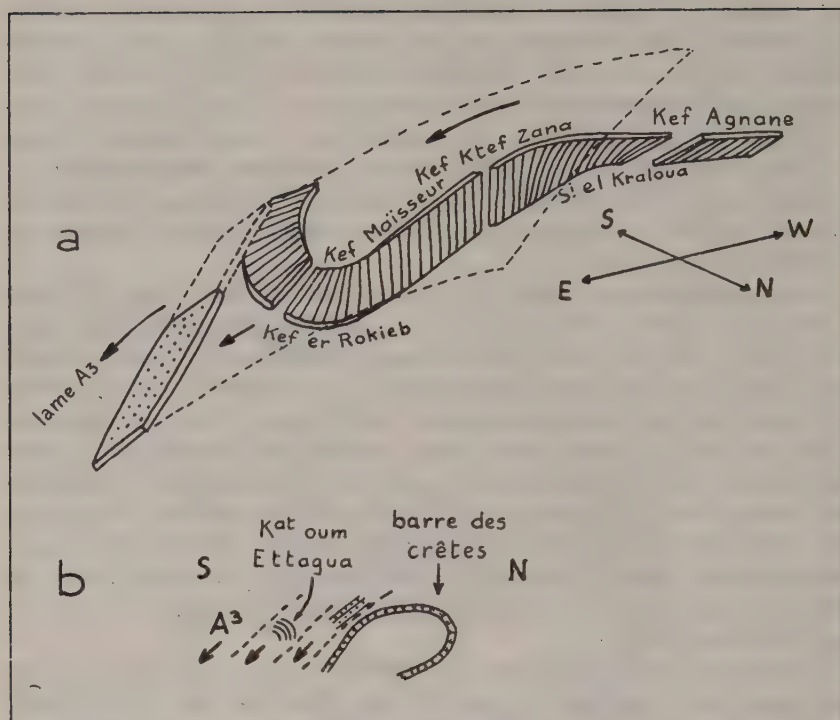


FIG. 71.—Torsion de la barre des crêtes du Djebel Choukchot et situation structurale du K^{at} oum Ettagua.

- a :** Le banc hachuré représente la barre des crêtes, en situation normale à l'W (Kef Agnane, Sidi el Kraloua), verticale entre Kef Ktef Zana et Kef Maïsseur, déversée (Kef Maïsseur) puis renversée dans sa partie orientale (Kef er Rokieb). De Kef Agnane à Kef er Rokieb, on se rapproche de la surface de glissement, représentée en hachures. Le banc couvert de pointillés, qui devait se prolonger vers l'W, représente la bande miocène en position normale, située entre Kef er Rokieb et K^{at} oum Ettagua. Cette bande s'est déplacée dans le sens des flèches, en rebroussant la barre des crêtes. Elle a été entraînée par la lame A₃. Entre Kef er Rokieb et K^{at} oum Ettagua, on voit d'ailleurs s'insinuer, sous la lame A₃, la lame A₁ et localement un lambeau de la lame A₂, qui n'ont pas été représentés sur la figure.
- b :** Coupe interprétative : S'il existait, dans la région du Kef er Rokieb, un lambeau présentant la même signification que le K^{at} oum Ettagua, il se situerait entre la bande miocène normale et la lame A₃. Une coupe synthétique fait donc apparaître, du N au S et de bas en haut :
- la barre des crêtes, renversée au S,
 - une bande miocène en situation normale, qui s'est déplacée du N au S.
 - un lambeau transporté vers le S et tordu sous l'unité A (K^{at} oum Ettagua),
 - l'unité A, uniquement représentée, sur la coupe, par la lame A₃, mais comprenant aussi, localement, des lambeaux des lames A₁ et A₂.

L'action du cheminement des nappes sur leur substratum peut être comparée aux phénomènes décrits par J. R. van de Fliert (1952) au SW de Constantine. Mais la masse allochtone responsable de la dislocation des crêtes du Dj. Choukchot était plus importante que la klippe observée par J. R. van de Fliert. L'intensité des phénomènes observés au Kef er Rokieb et au K^{at} oum Ettagua n'a donc rien pour surprendre.

3° Analogie avec les rides prérfaines :

On peut comparer le Djebel Choukchot aux rides prérfaines du Maroc. Ces dernières représentent « des anticlinaux autochtones ou parautochtones dont les faciès et la stratigraphie sont intermédiaires entre ceux du Rif et du Moyen Atlas (et qui) apparaissent à la bordure de la nappe prérfaine. Faillés et écaillés au cours des phases précédentes, ils sont sans doute en partie entraînés dans le mouvement de la nappe. Ils semblent avoir, jusque dans des zones très externes, rejoué avec la dernière phase, pointant à travers la série charriée ou émergeant des dépôts du Miocène récent » (G. Choubert et J. Marçais, « La Géologie marocaine », p. 10). Le paroxysme principal des rides prérfaines se situe après la mise en place de la nappe prérfaine (W. Bruderer et R. G. Lévy, 1952). J'ajouterai que l'autochtone des Monts du Hodna présente le même style que le Moyen Atlas et que les nappes immédiatement superposées au Dj. Choukchot peuvent être comparées à la nappe prérfaine si l'on considère leur situation dans l'édifice allochtone nord-africain. (Caire A., 1954a, p. 74).

4° Conclusion :

Deux phases tectogéniques principales ont laissé des traces dans la structure du Dj. Choukchot.

Comme dans le Dj. Mansourah et les Monts du Hodna, les premières dislocations sont imputables à une phase « pyrénéenne »¹, les dernières à la phase « alpine »¹ du Miocène inférieur. Les mouvements orogéniques proprement dits, correspondant au soulèvement du massif, ont pu se produire à diverses époques du Miocène et du Plio-Quaternaire.

Dans le Choukchot, et sans doute aussi dans le Dj. Mansourah (Caire A., 1952c), le soulèvement a commencé lors de la mise en

1. On verra plus loin ce qu'il faut penser de ces termes, couramment employés par les géologues algériens.

place de l'unité A, mais la phase principale de surrection est postérieure au glissement de l'unité C, car cette dernière est redressée sur le flanc N du massif (fig. 15a et 68).

L'originalité du Djebel Choukchot réside en diverses particularités structurales :

— renversement du flanc S et chevauchement sur l'autochtone méridional ;

— dislocations superficielles provoquées par des lames de charriage, écaillant ou rebroussant les bancs gréseux situés sous la surface de recouvrement. L'évolution a été différente de part et d'autre de la faille d'Oulad Yakoub.

Le Djebel Choukchot est comparable aux rides prérfaines du Maroc.

B. — Prolongement oriental du Dj. Choukchot et passage à l'allochtone

Le bombement du Dj. Choukchot se prolonge et s'ennoie dans la direction de l'ENE (pl. I).

Les conglomérats de base, déjà signalés dans la vallée du Chabet el Milerh, forment un revêtement continu sur le Crétacé du flanc E (régions de Bou Touil et de En Nador). Ils sont recouverts par une épaisse série de marnes sombres.

Sur le flanc N du massif, le faciès des grès sableux est inconnu à l'E de Draa Sir Afou. Plus à l'E, les marnes sombres contiennent des dalles gréseuses formant les reliefs du secteur K^{at} Sidi Bahriz - K^{at} Safha. Entre Draa Sir Afou et K^{at} Sidi Bahriz, on observe de nombreuses dislocations de caractère local.

Bien qu'il soit impossible de déceler le moindre contact anormal au sein des marnes sombres, on peut envisager la possibilité de glissements différentiels dans cette masse plastique. Le déplacement relatif par rapport au substratum serait d'autant plus important que l'on s'adresse à des horizons plus élevés de la série.

Cette hypothèse est justifiée par l'observation des déplacements subis par la couverture du Dj Choukchot *s. str.*

Au-delà de cette bordure marneuse à rares intercalations gréseuses, on atteint la région déprimée qui s'étend jusqu'aux abords de la route nationale. Le Miocène (sous les faciès de la dépression subbibanique) y forme une sorte de carapace disloquée, dans laquelle apparaissent plusieurs replis anticlinaux déversés

au S (SE du point 688, E du Dj^a Chachoua), des décollements de bancs gréseux avec glissements vers le S (pied E du K^{at} Safha). Cette carapace plonge sous des unités formées de terrains plus récents. Elle réapparaît, au S de Draa Douimiz, au-delà d'un enlacement synclinal contenant des lames allochtones.

D'autre part, la série miocène contient des blocs, lames et lentilles de Sénonien néritique, comparables — au moins en majeure partie — à des klippes sédimentaires (voir ci-dessous p. 559). Dans la région de l'Oued Mellez, on passe du Miocène à intercalations sénoniennes, à de vastes affleurements sénoniens intercalés de couches miocènes, la proportion relative de chacun de ces terrains variant à l'inverse de l'autre.

1. — Coussinet miocène entraîné à la base des lames de l'unité A

On a vu que les lames allochtones ont entraîné des fragments de la couverture miocène du Dj. Choukhot, au cours de leur translation du N au S. De plus, elles ont transporté sur ce massif

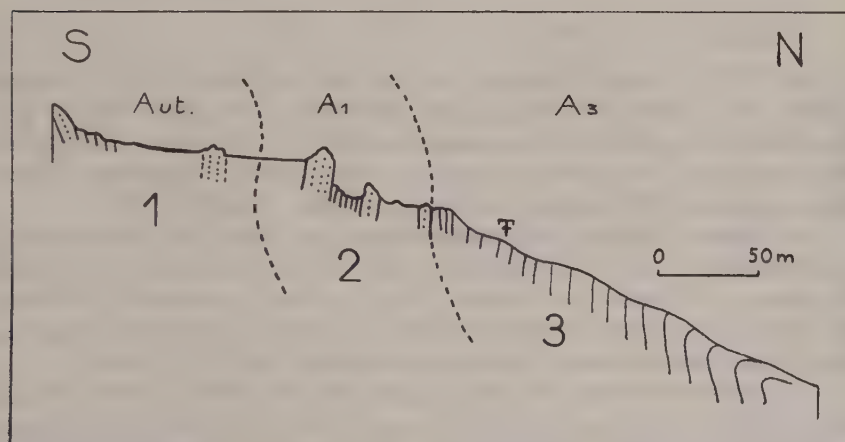


FIG. 72. — Lambeau miocène allochtone apparaissant à la limite du Subautochtone et de la lame A₃, sur le flanc N du Dj. Choukhot (feuille Mansourah, C.L. 635,75 - 309,25).

1 : marnes gris clair et grès friables de teinte claire en barres puissantes (faciès du Miocène autochtone) ;

2 : marnes gris foncé, plaquettes et bancs de grès jaunes ou bruns à Pectinidés bleu-noirâtres (faciès du Miocène de la dépression subbibanique) ;

3 : marnes grises ou jaunes, bancs et boules calcaires à patine blanche, meulière à *Sycum subpyrus*, lumachelles à *O. multicostata* (Lutétien supérieur).

des lambeaux de Miocène primitivement situés au N du Dj. Choukhot. On observe en effet, sur les flancs N et S du bombement, des couches qui présentent le faciès des horizons de base du Miocène, tels qu'ils appaissent en de nombreux points de la dépression subbibanique.

— *Flanc N* — (fig. 68 et 72).

Les affleurements sont discontinus, mais très caractéristiques, au S de l'Oued ben Daoud. En un point (fig. 72) l'épaisse série des marnes grises et barres gréseuses sans fossiles qui constitue la retombée septentrionale du bombement miocène, est successivement recouverte par :

1. — des marnes grises intercalées de grès bruns ou jaunes à Pectinidés noirs,
2. — des marnes grises ou brunes avec rangs de sphériles calcaires, conglomérats et lumachelles à *Sycum subpirus*, Thersitées et *O. multicostata*.

Le terme 1 représente le Miocène basal, le terme 2 appartient au Lutétien supérieur de la lame A₃.

— *Flanc S* — (pl. I).

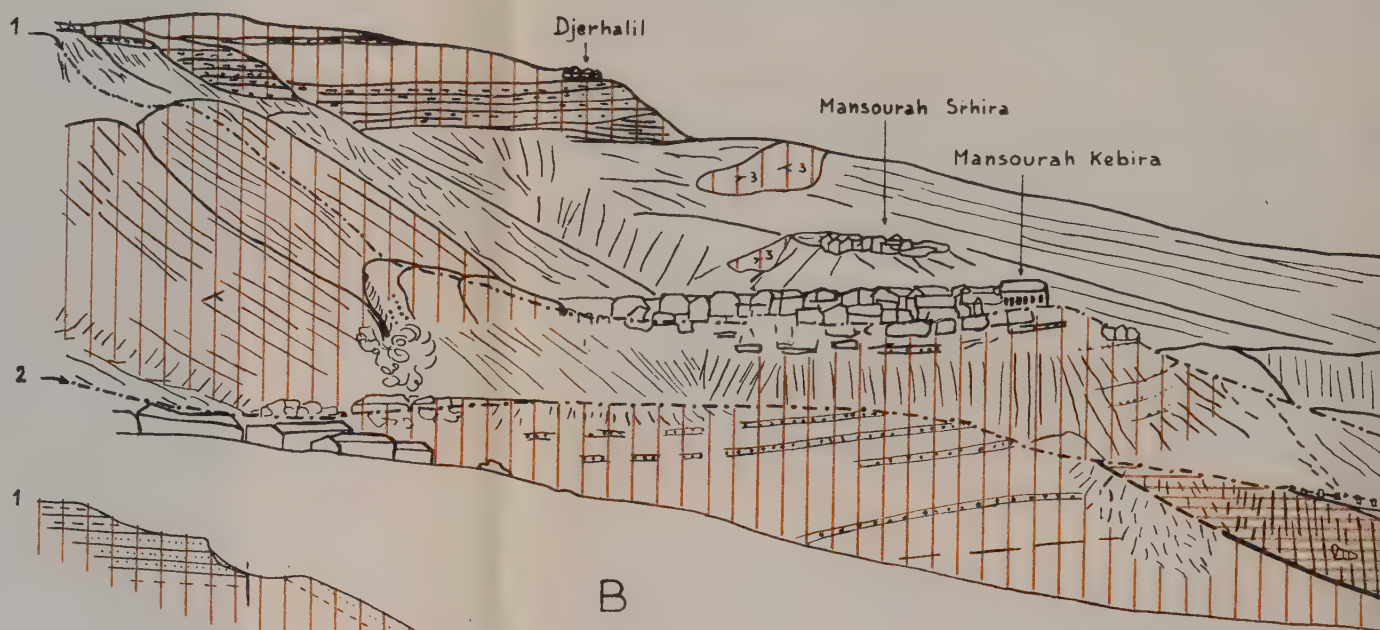
Au S du K^{at} oum Ettagua, au S du Kef er Rokieb, et en divers points de la lisière des nappes qui reposent sur le flanc SE du Dj. Choukhot, on observe des marnes sombres du Miocène, contenant des lambeaux de roches dures plus ou moins disloquées : grès glauconieux à Pectinidés, calcaires gréseux verdâtres, etc...

Les mêmes couches réapparaissent sur le flanc S de la carapace prolongeant le Dj. Choukhot à l'ENE. Sur les rives de l'oued Regassa, à la base de la lame A₃, on note la présence de blocs de grès sableux qui ont été entraînés, comme le K^{at} oum Ettagua, par les nappes rabotant la carapace miocène (fig. 104, p. 601).

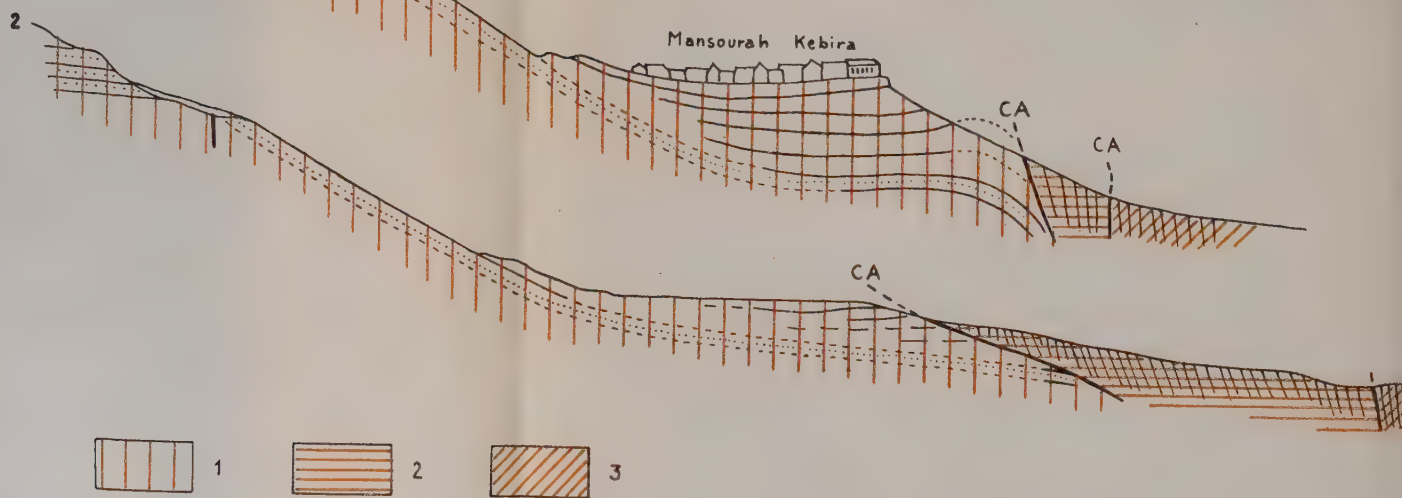
Les marnes sombres, avec bancs glauconieux, affleurent sur toute la périphérie de la « nappe » de Selatna. Elles s'y mêlent à des marnes bleuâtres, et grès à points blancs. Elles forment ensuite un liseré discontinu sur toute la bordure septentrionale du Djebel Mansourah s. l., depuis Selatna jusqu'à Mansourah et au-delà (fig. 63 et pl. I).

Dans toutes ces régions, les roches du Miocène basal, les marnes sombres et les barres gréseuses tronçonnées, reposent sur des horizons élevés de la série miocène « autochtone », alors que cette série autochtone offre un faciès tout différent : marnes gris clair, grès sableux de teinte claire ou grès en dalles bien réglées.

A



B



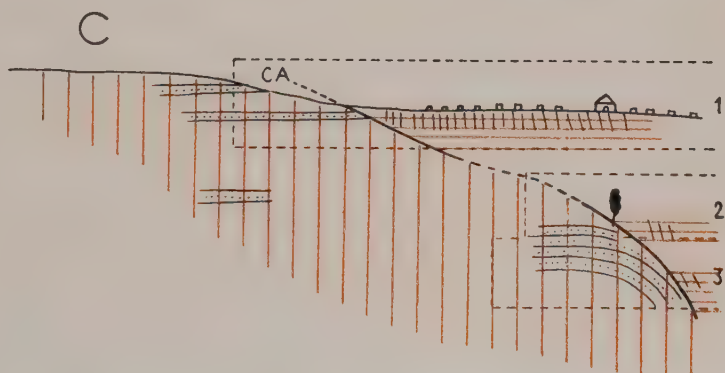
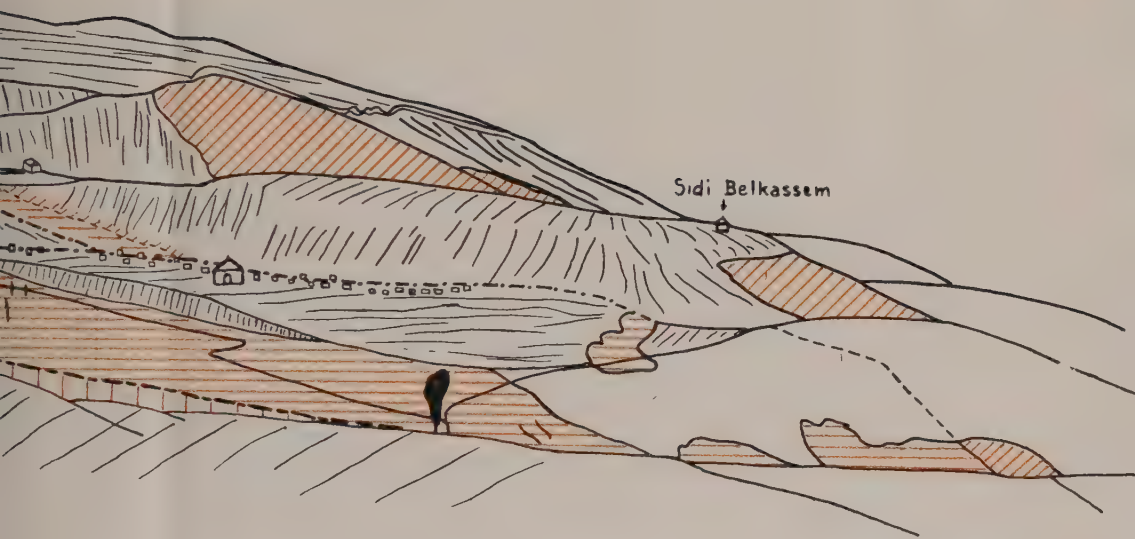


FIG. 73. — Relations entre autochtone, lames A₁ et A₂
près de Mansourah Kebira.

Légende des teintes : 1 : Miocène autochtone du Dj. Mansourah (marnes gris clair et bancs gréseux bien réglés, barres de grès friable de teinte claire) ;

2 : Miocène de la lame A₁ (marnes grises, plaquettes gréseuses et lentilles de calcaire gréseux jaune) ;

3 : Sénonien néritique de la lame A₂ (marnes grises et calcaires). Les dépôts superficiels sont laissés en blanc.

A. Vue générale (le point de vue est indiqué sur la pl. II par un point cerclé, au SE de la Raquette, vers C.L. 660,03 - 309,25).

B. Coupes dont les traces sont indiquées le long de deux crêtes parallèles, sur la vue générale A, par des lignes de traits-points. L'allure des couches en profondeur peut être observée sur les versants. CA : contact anormal.

C. : Allure du contact entre autochtone et lame A₁.

1 : crête supportant marabout et cimetière, sur laquelle passe la ligne de traits-points notée 2 sur les figures A et B.

2 : thalweg situé en deça de la crête précédente, et le long duquel se dresse un arbre isolé ;

3 : secteur du Hammam Ouelbane, située au delà de la même crête.

Si l'on considère, à petite échelle, l'ensemble des faits précédents, on peut donc reconnaître :

— une série miocène affleurant dans le Dj. Mansourah, la région de Selatna et le Dj. Choukchot. Cette série, formée de bancs bien réglés, est recouverte obliquement par

— une série miocène comprenant des couches disloquées, radicalement différente, par son faciès, de la série précédente, et supportant des terrains plus anciens (Sénonien néritique et Éocène).

Entre Mansourah et la région d'El Achir, le contact entre autochtone et unités de la zone subbibanique s'effectue par l'intermédiaire d'une lame de Miocène de teinte sombre : marnes bleues à fissures rougeâtres, marnes gris foncé, bancs glauconieux. Sur cette lame est plaquée une autre bande miocène, avec marnes grises et grès jaune à Pectinidés.

Plus à l'E, c'est-à-dire dans la moitié orientale de la feuille Bordj-bou-Arréridj, les levers précis sont gênés par le grand développement des dépôts superficiels, de la croûte calcaire, et des terres cultivées. Il devient par conséquent difficile de saisir la signification des limites entre Crétacé, Éocène et Miocène, lorsque ces terrains participent aux nappes. On peut considérer que le Miocène, sous ses faciès de la dépression subbibanique, et le Sénonien à intercalations néritiques, entrent dans la constitution d'une unité structurale indépendante. Dans cette hypothèse, l'Éocène inférieur, sous le faciès d'El Achir, et certains affleurements de Sénonien « vaseux », sont tectoniquement indépendants et forment une seconde unité structurale. Mais, comme on le verra plus loin, on peut aussi concevoir que le Miocène inférieur contient, à l'état de lambeaux exotiques (ou klippes sédimentaires) de vastes panneaux de terrains plus anciens. Dans l'incertitude où je me trouve, j'ai considéré (fig. 63-64) que les lames A₁, A₂ s'étendaient sur de vastes surfaces, dans la plaine de Bordj-bou-Arréridj. Mais peut-être ce territoire recèle-t-il des fragments de lames plus élevées dans l'édifice allochtone.

D. — Les glissements dans la mer du Miocène inférieur

Au sein du Miocène qui prolonge le bombement du Dj. Choukchot apparaissent, en divers points, des intercalations de terrains plus anciens. Au premier examen, il pourrait s'agir d'écailles ramenées de la profondeur. On pourrait aussi concevoir que ce sont des fragments d'unités allochtones surincombantes, secondairement incorporés (par le jeu d'une tectonique posthume) au Miocène de la zone subbibanique. Mais une étude précise permet d'y voir des lambeaux glissés dans la mer miocène, au cours même de la sédimentation (Caire A., 1953a, 1954a).

Je décrirai tout d'abord les lames calcaires sénoniennes de la région de K^{at} el Melez. Je leur comparerai ensuite les divers lambeaux exotiques contenus dans le Miocène de la dépression subbibanique, du Dj. Choukchot et du Dj. Kasbah.

Ces lambeaux seront décrits dans l'ordre stratigraphique pour n'introduire aucun préjugé d'ordre structural.

1° Les klippes sédimentaires de Koudiat el Melez (fig. 74 à 77) :

Dans le secteur de K^{at} el Melez, le Miocène est formé de marnes grises à boules calcaréo-gréseuses jaunâtres et de bancs gréseux souvent associés en petites barres ébouleuses. Entre les points C.L. 646,10 - 309,10 et 646,90 - 309,15, c'est-à-dire sur une distance d'environ 800 m, on peut suivre de façon presque continue, une bande de calcaires et marno-calcaires blanchâtres, offrant le faciès caractéristique du Sénonien néritique, pratiquement « interstratifiée » dans le Miocène, et d'épaisseur inférieure à 1 m. Cette bande, dont l'âge sénonien est confirmé par la microfaune (v. p. 240), repose sur des marnes miocènes et supporte un poudingue de quelques centimètres d'épaisseur, dont les éléments comprennent des grès miocènes, des silex et des débris de Lamellibranches noirs.

A l'W de la petite plateforme notée A sur la fig. 75, la bande sénonienne apparaît au pied d'une barre gréseuse plongeant faiblement au S. Sur la plateforme, on observe bien la lame calcaire couverte de galets, qui se termine en biseau à quelques mètres de là. En contre-bas de la plateforme, apparaît une seconde bande sénonienne froissée, contournée et disloquée, recouverte de galets et Pectinidés (fig. 75 et 76).

Cette bande, qui bute au N contre une petite faille, est relayée, au pied d'une barre gréseuse, par une série de lentilles alignées parallèlement aux couches miocènes. Certaines de ces lentilles ne dépassent pas 15 cm de longueur. Entre les lentilles sénoniennes, les couches miocènes, formées de marnes et de minces feuilletés gréseux, ne subissent aucune perturbation. D'autre part, il est impossible de déceler un contact mécanique dans le prolongement des lentilles. Ces particularités enseignent que les lames et blocs sénoniens ne peuvent représenter des écaillés introduites mécaniquement dans le Miocène. Ces « accidents » n'ont pu se mettre en place qu'au moment du dépôt des marnes et grès miocènes.

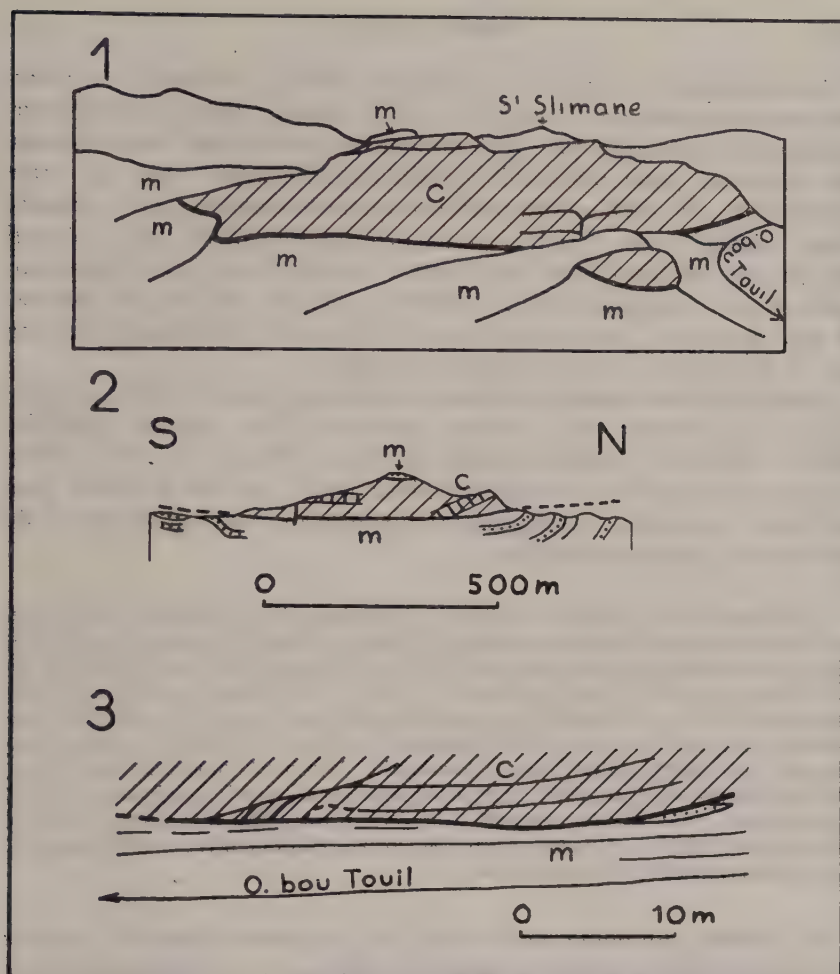


FIG. 74. — Klippes sédimentaires de Kst el Melez (partie occidentale).

c : Sénonien nêritique ; m : Miocène inférieur.

1 : Vue, du point C.L. 645,50 - 309,60, vers le S.

La grande klippe de Kst el Melez est formée de Sénonien nêritique (partie hachurée) supportant un témoin de Miocène inférieur transgressif. La surface de contact entre la klippe et son substratum miocène, est quasi-horizontale. Au premier plan, un bloc de quelques mètres cubes, formé de Sénonien nêritique, représente un lambeau de la grande klippe détaché par l'érosion, ou plus probablement une klippe indépendante. Au dernier plan apparaît le sommet de S' Slimane.

2 : Coupe schématique NS, dans la grande klippe de Kst el Melez. La surface de base de la klippe est à peu près parallèle aux banes miocènes du substratum.

3 : Le contact entre la grande klippe et le Miocène sous-jacent, vu sur la rive droite de l'Oued bou Touil (bordure W de la klippe). On voit, dans le détail, que les couches sénoniennes et miocènes ne sont pas exactement parallèles au contact anormal. Le Crétacé est affecté ici d'un crochon et d'une faille. Une lentille gréseuse miocène est tronquée, dans la partie droite de la figure, par le contact anormal.

Aux abords du point C.L. 645,75 - 309,0, s'étend le grand lambeau sénonien de K^{at} el Melez. Alors que les lames précédentes n'apparaissaient que par la tranche, ce dernier est assez dégagé par l'érosion pour qu'il soit possible de l'étudier dans ses trois dimensions. Sa surface de base est quasi-horizontale et pratiquement parallèle aux couches miocènes sous-jacentes. Elle s'étend sur plus de 500 m d'E en W, et sur 1 km du N au S. Le Sénonien, épais d'une cinquantaine de mètres, montre des replis locaux. Il est recouvert transgressivement par des conglomérats, des grès à Pectinidés et des marnes miocènes.

Dans la même région, on observe de nouveaux lambeaux sénoniens aux abords des points suivants C.L. 645,50 - 309,50 ; 646,25 - 308,525 ; 646,25 - 308,85 ; 647,10 - 308,85 ; 647,60 - 309,0.

Ils se présentent comme des blocs isolés ou des lentilles plus ou moins volumineuses, toujours formées de marnes grises et de calcaires à patine blanchâtre.

P. Lamare (1946) a créé le terme de « klippes sédimentaires » pour désigner des masses lenticulaires emballées dans le Crétacé du massif de Mendi-belza. Certaines atteignent plus de 500 m de longueur sur une épaisseur de 4 à 5 m, qui peut même s'abaisser à 2 m au voisinage de leur extrémité biseautée. Elles se présentent en barres continues, ou en une suite de lentilles se relayant, avec un léger décalage, parfois sur plus de 1 km. Localement, les klippes d'un même ensemble s'alignent parallèlement, dans des gisements sans rapport avec ceux des accidents tectoniques. Dans le Cénomanien, une klippe d'ophite de 50 m au plus d'épaisseur semble s'étendre sur 900 m. Elle repose sur des grès à galets clairsemés et supporte transgressivement un conglomérat.

La grande analogie entre les faits observés dans le secteur du K^{at} el Melez et dans la région étudiée par P. Lamare, autorise à désigner sous le nom de klippes sédimentaires les lames sénoniennes qui viennent d'être décrites. Toutefois, il faut préciser que les klippes de la zone subbibanique ne sont pas situées au milieu de brèches, comme c'est le cas dans certains exemples de P. Lamare. Mais il faut noter deux points :

Premièrement, il semble que l'on ait de nombreux passages entre les lames exotiques non bréchiques et des bancs ou lentilles contenant des éléments roulés ou anguleux, tels que les décrit M. Dreyfuss (1945) dans le Flysch crétacé de la Bigorre ; en passant par les alignements de petits blocs observés dans la région de Koudiat el Melez.

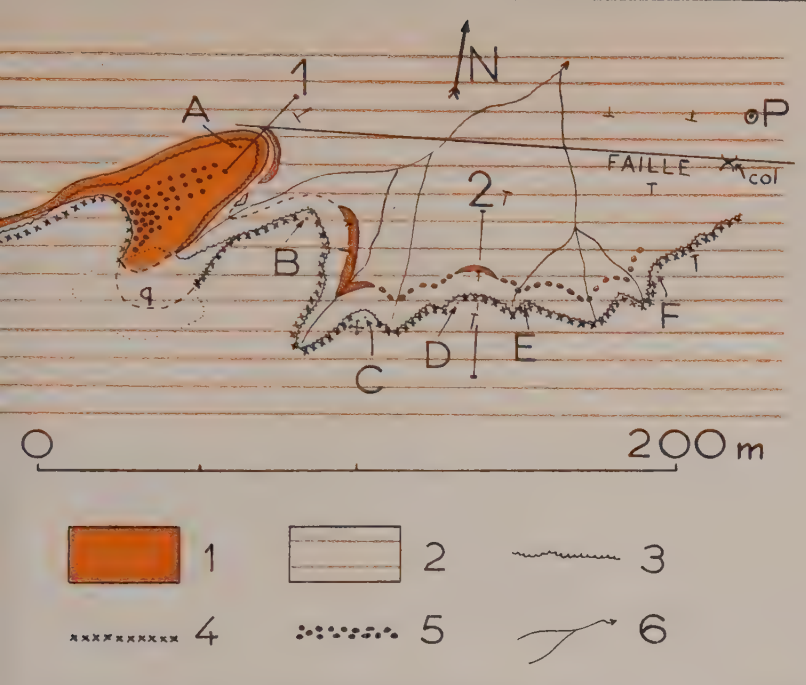


FIG. 75. — Klippes sédimentaires dans le secteur de Kat el Melez (feuille Mansourah). (partie orientale).

En haut : Carte établie d'après photographies aériennes.

1 : Sénonien néritique ; 2 : Miocène inférieur ;

3 : escarpement ; 4 : tranche d'un banc gréseux miocène ; 5 : galets de Sénonien néritique, de silex (éocènes ?) et de grès miocène apparaissant au toit de la klippe au SW du point A ; 6 : thalwegs ;

q : formations superficielles.

A, B, C, D, E, F : points repères signalés dans le texte ; P : point de vue de la fig. 76 (point cerclé).

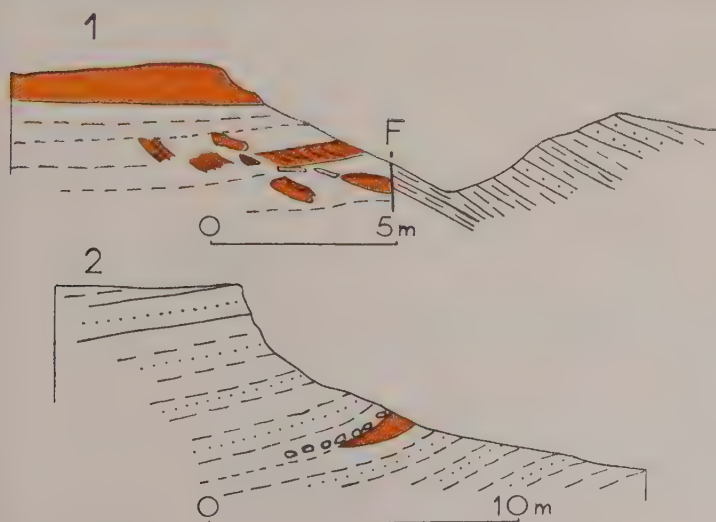
Repère : le point A se situe en C.L. 646,85 - 309,20.

Nota : la forme des petites klippes situées à l'E de A et de B, est schématisée.

En bas : Coupes dont la trace est portée sur la carte ci-dessus.

Bistre : Sénonien néritique ; blanc : Miocène inférieur. Sur la coupe 2, les galets recouvrent et débordent la klippe sédimentaire sénonienne.

Cette disposition est visible latéralement. F : faille.



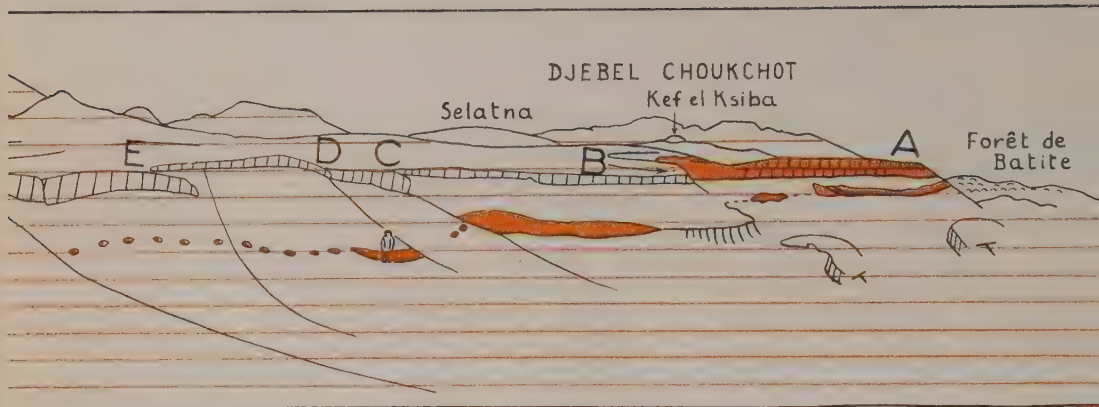


FIG. 76. — Vue sur les klippes sédimentaires de la figure 75.

Le point de vue est situé au point P de la fig. 75.
La légende est donnée avec cette même figure.

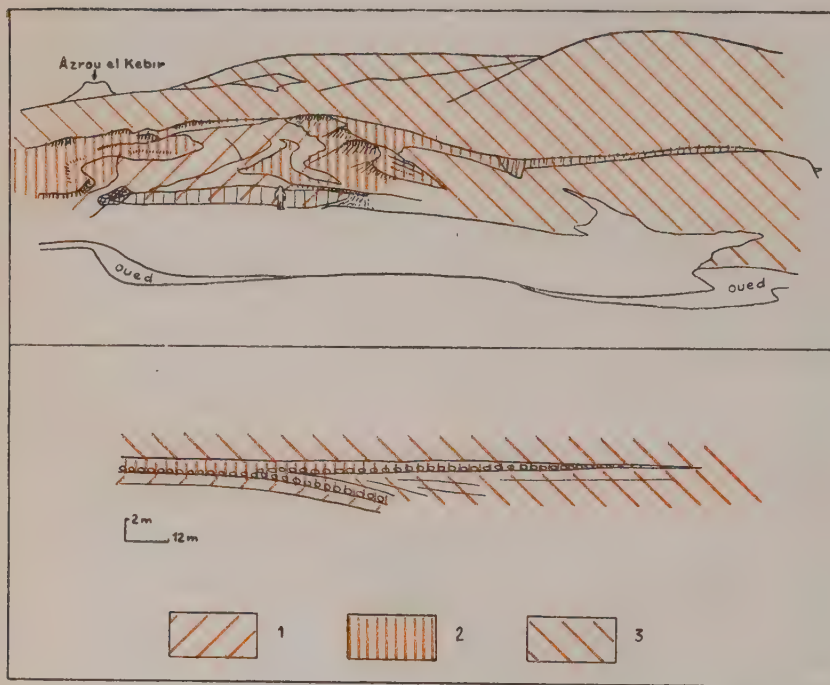


Fig. 77. — Relations entre Sénonien nérétique et Miocène inférieur au NE de Kst el Melez (vue et coupe schématique).

1 : Sénonien nérétique ; 2 : conglomérats et grès « de base » du Miocène ; 3 : marnes miocènes à intercalations gréseuses.

La vue est prise du point C.L. 646,95 - 309,35, vers le N. La coupe montre, au-dessus du Sénonien appartenant à une klippe sédimentaire, un lit conglomératique envoyant une apophyse dans le Miocène banal. C'est l'indice probable d'une déformation du fond sous-marin, et d'un glissement par saccades de la klippe sédimentaire sur le talus du sillon miocène.

Deuxièmement, certaines klippes sédimentaires décrites par P. Lamare ne sont pas engagées dans des brèches. C'est le cas d'une lame d'ophite de 50 m au plus d'épaisseur, semblant s'étendre sur 900 m, reposant sur des grès à galets clairsemés et supportant transgressivement un conglomérat à ciment calcaire et matériaux d'ophite. Toutes choses égales d'ailleurs, il s'agit bien des mêmes objets structuraux que j'ai observés dans le Miocène subbibanique.

On doit signaler au passage que les klippes sédimentaires seraient sans comparaison avec les blocs-klippes de Roumanie, lambeaux raclés à la surface du substratum et ramenés le long de surfaces de décollement, d'après H. de Cizancourt (1934, p. 189).

L'incorporation, dans les dépôts marins, de lambeaux exotiques de grande taille, a été signalée en divers domaines orogéniques. Dans la région des Aiguilles Rouges, le processus peut correspondre à un éboulement de falaise, et un glissement sous-marin des débris sur une distance qui peut atteindre 20 km (Lugeon M. 1947, p. 128).

A propos des glissements sous-marins d'âge crétacé dans la Kabylie des Babors, A. Lambert (1948) écrit : « On soulignera l'embarras que l'on peut éprouver à distinguer, dans des cas analogues, les phénomènes de tectonique d'écoulement des phénomènes sédimentaires ». A une échelle d'ordre bien supérieur, la mise en place de la nappe pré-rifaine a pu être assimilée à un phénomène *pseudo-sédimentaire* (Bruderer W. et Lévy R. G., 1952).

2° Les alternances Sénonien — Miocène entre Kat el Melez et Rass Chenaguir :

Entre Kat el Melez et Rass Chenaguir, les intercalations de Sénonien dans le Miocène augmentent d'importance, et il arrive un moment où le Miocène paraît à son tour intercalé dans le Sénonien. La situation relative de ces deux terrains demeure cependant la même, c'est-à-dire que les « lentilles » miocènes sont, à leur base, transgressives sur le Sénonien, et entrent en contact, à leur sommet, avec le Sénonien de la bande suivante. Il est donc fort possible que la majeure partie, ou la totalité du Sénonien néritique affleurant dans la région de l'Oued Mellez, ait glissé par lambeaux dans la mer miocène. Ce n'est d'ailleurs là qu'un problème secondaire. Il est en effet certain qu'une partie des nappes s'est mise en place dans la mer miocène, et une autre partie sur le Miocène

ou sur les nappes inférieures. Peu importe que la limite de ces deux parties se situe un peu plus bas où un peu plus haut dans la série des lames allochtones. Par ailleurs, on verra plus loin que toutes ces lames se sont mises en place pendant le Miocène inférieur (au sens des micropaléontologistes).

Le vaste affleurement sénonien situé au S de R'Mila (Romlia) est localement couvert de poudingues. Il en est de même pour la boutonnière située au N de Dra Medoura. Comme on n'observe pas, dans ces deux secteurs, la base de la série sénonienne, on ne peut savoir s'il s'agit de couches en place sous le Miocène transgressif, ou de nouvelles klippes sédimentaires incomplètement dégagées.

3° Les klippes sédimentaires à l'E de Mansourah :

A l'E de Mansourah, le Sénonien néritique forme une longue bande d'affleurement dans la vallée de l'Oued Messissi. Au N d'Aine Defla, il est intercalé de Miocène qui se termine en biseau près du Chabet Arneb. A Er Baha, ce sont de petites lentilles de Sénonien, et même de petits lambeaux de Lutétien supérieur, qui sont contenus dans le Miocène. Au S d'El Achir, les grès sableux blanchâtres du Miocène autochtone sont recouverts par le Miocène disloqué, de teinte sombre, de la dépression subbibanique. Ce dernier contient, dans le secteur du K^{at} Lechouar, un lambeau formé de Sénonien néritique et de calcaire éocène.

A titre d'exemple, je donnerai la description précise des affleurements à l'W d'Er Baha. Au point C.L. 669,60 - 310,95 (feuille Bordj-bou-Arréridj) on se trouve dans une étroite bande sénonienne, formée de bancs calcaires se fragmentant en boules à patine blanche, plongeant de 20° N, et enkystée dans le Miocène. Elle se poursuit à l'W, et se termine sans doute en biseau sous les formations superficielles, au N de sis de Messissi. Si l'on remonte l'Oued de direction sensiblement NS qui recoupe la bande sénonienne, on traverse des couches miocènes, puis, juste avant d'atteindre une petite source, une nouvelle bande sénonienne, formée de calcaires et marnes datées Coniacien - Santonien par la microfaune. Enfin, à quelques mètres au NW de la source, un banc gréseux représente la base du Miocène qui s'étend largement vers le N. Malgré des torsions locales, Sénonien et Miocène semblent toujours faire partie d'une série continue, et l'on ne peut déceler de contacts anormaux dans le prolongement des bandes

sénoniennes. Cette interstratification rappelle très exactement la disposition relevée près de Koudiat el Melez.

Dans toute la région qui s'étend au S d'El Achir, le régime d'affleurements est celui de la Medjana. Les couches dures sont bien visibles, mais les marnes sont souvent couvertes de cultures. Il est donc malaisé de saisir les relations exactes entre les divers terrains. Dans l'incertitude, j'ai tendance à considérer aujourd'hui que de nombreux lambeaux éocènes et sénoniens de la région d'El Achir ne sont que des klippes sédimentaires enchassées dans le Miocène. Si l'on voulait systématiser, on pourrait même proposer de considérer tous les terrains anté-miocènes de cette région comme des klippes sédimentaires plus ou moins vastes et plus ou moins disloquées.

4° Le massif du Dj. Kasbah :

A l'W de la grande faille de Samma, on distingue plusieurs bandes limitées par des failles d'orientation moyenne NNW-SSE.

Immédiatement à l'W du noyau éocrétacique méridional du Bled Gueblia, une bande de Sénonien néritique, infiltrée de Trias, semble supporter la série éocène de Nador. Mais une faille légèrement oblique sépare les deux terrains. La bande de Nador est à son tour séparée du Kef Ouled Sidi Moussa par une cassure à peu près verticale.

Lorsqu'on se dirige vers Samma, on voit s'intercaler, entre la première bande (sénonienne) et le compartiment de Nador (éocène) un nouvel élément structural qui contient un chicot calcaire analogue au Turonien du Dj. Choukchot.

Dans chacune des bandes, le Miocène repose transgressivement avec poudingue de base, sur des niveaux crétacés ou éocènes. Dans les deux compartiments orientaux, la transgression s'est effectuée sur le Sénonien en situation normale. Dans le compartiment de Nador, le Miocène recouvre les couches rouges du Lutétien.

Le Kef Ouled Sidi Moussa est constitué par une série éocène (faciès Nador), horizontale au SE, puis verticale et déversée à l'W, où elle est couverte de poudingues miocènes, très rouges, épais de 10 à 15 m. Au-dessus viennent des marnes gris foncé à patine gris-bleu clair, intercalées de marnes gréseuses et de grès, et hachées de failles. Dans la région d'El Khreb, le Miocène est très disloqué au-dessous de la bande gréseuse de bou Zegag.

On y reconnaît des lambeaux de poudingues rouges qui semblent avoir été arrachés de leur position originelle et incorporés aux couches miocènes banales. Le lambeau situé à l'W du village atteint une dizaine de mètres d'épaisseur et peut être renversé. Au N du village, une boutonnière anticlinale incomplète contient des conglomérats et couches rouges.

Sur le flanc N du Dj. Sardoun, le calcaire éocène, en série inverse, est directement recouvert, sans interposition de conglomérats, par des grès, calcaires et marnes gypseuses miocènes. La base du Miocène est d'ailleurs légèrement transgressive sur l'Éocène, et la limite entre les deux terrains plonge d'environ 40° NW, au SE du point 1023. D'autre part, la série éocène est renversée au SE et ce sont les calcaires de base qui supportent le Miocène.

Au-dessus de cet ensemble à structure complexe, on voit apparaître une barre gréseuse continue. A l'E, elle se situe à peu de distance au-dessus des conglomérats qui recouvrent la bande de Nador. Au N du Kef Ouled Sidi Moussa, elle repose sur la série miocène, disloquée mais épaisse, qui vient d'être décrite. Au N du Dj. Sardoun, elle arrive presque au contact de l'Éocène renversé. Cette longue barre gréseuse, jalonnée par le Bou Zegag, plonge régulièrement de 30° à 60° N.

Elle est recouverte par une série de marnes et grès miocènes qui contiennent, au NE du Bou Zegag (feuille Oued Okris, autour de C.L. 626,50 - 301,25), une bande de Lutétien supérieur. Celle-ci n'offre pas le faciès de Nador, mais celui de Mansourah (marnes, calcaires, lumachelles à Thersitées). Elle est peut-être limitée, à l'W et à l'E, par des failles transversales. D'autre part elle se situe probablement, dans la série miocène, au même niveau que le lambeau de Sidi Taieb (v. ci-dessous). Au toit de la bande lutétienne, le Miocène, à dominante marneuse, se prolonge vers le N. Il n'offre de dislocations notables qu'au voisinage du contact de base de la lame A₃, constituée de Sénonien et d'Éocène, sous le faciès de Mansourah.

On ne peut déceler, sur le terrain, les accidents qui permettraient d'expliquer la structure actuelle par une tectonique postérieure au dépôt de la barre de bou Zegag. D'ailleurs, si le diastrophisme principal était postérieur au dépôt du Miocène, celui-ci n'aurait pu conserver, au niveau des couches de bou Zegag, la structure calme et régulière que l'on observe aujourd'hui. Et si le découpage de la série crétacico-éocène s'était effectué après

le Miocène, on expliquerait difficilement les variations de faciès enregistrées pour ce dernier terrain.

En effet, les grès sableux de teinte claire, largement représentés sur le flanc N du Djebel Choukchot, ne dépassent pas, vers l'W, le secteur de Samma. Ces divers faits témoignent d'une évolution tectonique contemporaine du dépôt de la série miocène, comportant le découpage et le glissement sous-marin de lambeaux exotiques.

Les mêmes remarques peuvent s'adresser aux compartiments anté-miocènes plus méridionaux du massif de Kasbah. On n'aurait à faire de réserves que pour le Trias et le Sénonien occupant le cœur du massif, et que l'on ne voit pas reposer sur des couches miocènes. Il pourrait s'agir ici de terrains ayant glissé avant le dépôt du Miocène. Mais on ne connaît pas ailleurs de klippes sédimentaires situées sous la surface de transgression du Miocène I. Il ne semble donc pas légitime de créer une exception pour un cas douteux.

Lors du soulèvement du massif de Kasbah (dans le prolongement du bombement du Dj. Choukchot), les divers compartiments ont pu jouer à nouveau. Certaines failles ont rejoué et provoqué le découpage de la couverture miocène baignant les grands lambeaux nummulitiques.

La série des marnes et grès sableux de teinte claire, étudiée au S de Dret el Oued (p. 459) se prolonge à l'WSW sur le flanc méridional du massif de Kasbah (feuille Msila au 1/200.000^e). Elle repose alors sur les couches rouges de l'Éocène, l'ensemble étant déversé ou renversé au S (Savornin J. 1920a, fig. 27, p. 114, fig. 29, p. 116).

Dans la partie occidentale du massif de Kasbah, l'Éocène reprend une situation normale.

Si les particularités structurales observées sur le flanc N du massif de Kasbah (de Nador au Dj. Sardoun) s'expliquent par un glissement dans la mer miocène, et si cette interprétation peut être étendue à tout le massif, le renversement du flanc méridional doit être considéré, au contraire, comme un phénomène tardif. Il participe au mouvement de chevauchement observé sur le bord S du Djebel Choukchot.

Les failles du système de Samma, séparant le Djebel Choukchot du massif de Kasbah, affectent le Miocène subautochtone, mais pas l'unité A. Elles sont donc antérieures au « charriage » principal. Elles ont dû jouer pendant la sédimentation du Miocène I sud-

tellien, délimitant une « fosse » où se déversaient le Trias, le Sénouien et l'Éocène du massif de Kasbah. Elles n'ont que légèrement rejoué lors de la surrection du bombement posthume affectant Djebel Choukhot et massif de Kasbah. On notera que, dans ce bombement, seul le Miocène peut être vraiment qualifié de parautochtone, son contenu de klippes sédimentaires étant véritablement allochtone.

5° L'avant pays méridional du massif de Kasbah et l'unité d'El Mouilha :

J'ai observé rapidement, au S du massif de Kasbah, des affleurements éocènes qui m'ont semblé intercalés dans le Miocène autochtone. Près de Katoum Rehi (au SSW de Kasbah, sur la feuille Msila au 1/200.000), J. Savornin (1920a, fig. 28, p. 114) pensait déjà que « le Trias existait au fond de la mer miocène », mais il y voyait des venues diapiriques. Il peut s'agir, ici encore, de klippes sédimentaires. La même interprétation peut être sans doute étendue au Trias de Tirzaz et des Sebaïn Koudiat, et à bien d'autres lambeaux apparaissant dans le Miocène « anté-nappes » de la zone sud-tellienne d'Algérie, à l'W et à l'E de ma région d'étude. Je citerai à ce propos un passage de la note de M. Kieken (1956, p. 666) : « Le forage RL 1, implanté dans la fenêtre du Rass Lahmar (feuille Sidi Aïssa), a rencontré des « lentilles » de Lutétien et d'Oligocène, interstratifiées dans le Miocène autochtone. Nous les interprétons comme des lambeaux charriés, précurseurs de la phase paroxismale de mise en place des nappes sud-telliennes. Dans le bassin du Hodna proprement dit, région de M'Sila, nos levés (R. Dame, M. Kieken) et quelques sondages ont mis en évidence une nappe de recouvrement composée de Lutétien, d'Oligocène et de Miocène et qui s'étend d'E en W sur 50 km. Cette nappe est également « interstratifiée » dans le Miocène inférieur et sa mise en place semble contemporaine de celle des lambeaux recoupés par le forage RL 1. »

Pour plus de détails au sujet de l'unité d'El Mouilha, on consultera la publication S.N. REPAL (1952d, pp. 18-20 et 25-27, fig. 11).

6° Le lambeau de Sidi Taieb (fig. 68 et pl. I) :

Le flanc N du Dj. Choukhot est affecté de pendages assez réguliers, et plonge sous des unités allochtones. On observe cependant, au NNE de Samma, un vaste affleurement d'Éonnummulitique, qui supporte le marabout de Sidi Taieb (feuille Mansourah

C.L. 627,50 - 303,10). Le grand lambeau éocène de Sidi Taieb est formé de marnes à lumachelles typiques du Lutétien supérieur sous le faciès de Mansourah, de grès, poudingues et lumachelles siliceuses connus dans le faciès des Esquilles, et d'esquilles de calcaires yprésiens à Nummulites. Des marnes grises ont fourni une microfaune du Lutétien supérieur — Bartonien. La description détaillée de ces faciès a été donnée p. 389.

Cette série, bien que très disloquée, plonge dans son ensemble vers le NW. Elle repose en concordance tectonique sur la série gréseuse miocène très redressée qui forme l'arête de Samma.

Entre le Kef el Ksaïba et l'Oued Chebeanne, des éboulis gréseux abondants masquent souvent le contact. Cependant, la base du lambeau semble encore parallèle aux bancs miocènes du substratum, au SW et à l'W du K^{as} el Kroucha. Ce n'est qu'à l'W du Kef bou Ammar qu'elle rencontre la tranche des grès miocènes.

A son extrémité NE, l'affleurement éocène se termine en biseau dans le Miocène, sans qu'il soit possible de reconnaître un contact anormal dans son prolongement. Sur sa bordure septentrionale, il entre en contact avec une bande miocène qui semble superposée aux couches lutétiennes. Près de Mechta Taguergour, il se juxtapose peut-être aux affleurements sénoniens et éocènes de la lame A₃. Enfin, sa bordure occidentale semble rencontrer le Miocène qui prolonge la bande de Bou Zegag, mais ses relations avec les couches encaissantes sont ici moins nettes, à cause de la présence de failles du système de Samma.

Par ses faciès, le lambeau de Sidi Taieb ne peut appartenir à la même zone paléogéographique que la lame A₃, dont l'Éocène revêt le faciès de Mansourah. D'autre part, il semble inclus dans la série miocène, exactement comme la bande lutétienne affleurant au NE de Bou Zegag. Malgré ses vastes dimensions, il peut donc être interprété comme une « klippe sédimentaire », qui se serait mise en place vers la fin du dépôt de la série miocène du Djebel Choukchot, et qui a pu rejouer secondairement dans son enveloppe miocène.

7° Klippes sédimentaires et courants de turbidité :

La lentille du point C.L. 650,30 - 309,75 (au N de Ras el Mouessek) comprend des lumachelles à *O. multicostrata*, des boules calcaires et des marnes bleuâtres, gypseuses, contenant une riche microfaune du Lutétien (p. 391).

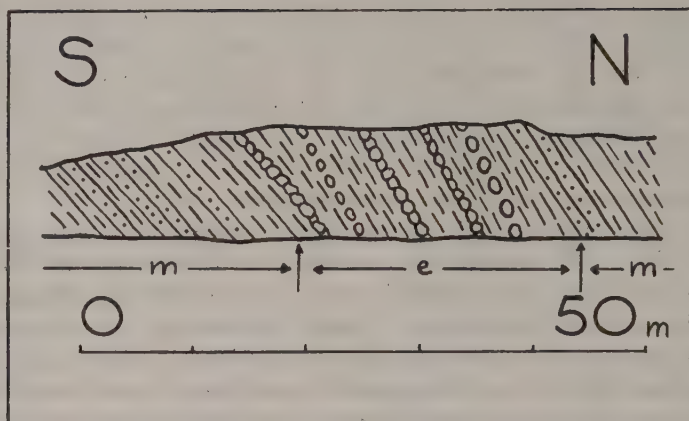


FIG. 78. — Intercalation de Lutétien supérieur dans le Miocène inférieur de la lame A₁ (feuille Mansourah, C.L. 646, 20 - 303,55).

m : Miocène inférieur (marnes grises et grès à Pectinidés bleu-noirâtres) ; e : Lutétien supérieur (marnes jaunes à boules calcaires, lumachelles à Huîtres et Thersitiées). La bande lutétienne représente probablement une klippe sédimentaire.

Au S du promontoire de Selatna, j'ai décrit (p. 378) des marnes bleues à fissures rouges, contenant une microfaune du Lutétien supérieur, mais intercalées de bancs miocènes. Il s'agit peut-être de Lutétien supérieur apporté à l'état de troubles (courants de turbidité) dans la mer miocène.

On voit ainsi que des sédiments de même âge ont pu être transportés sous des formes différentes. Mais le processus des courants de densité ne peut être invoqué dans la plupart des cas, puisque les éléments transportés comprennent de vastes lambeaux de roches dures, stratifiées, déplacés en masse, et qu'ils sont engagés dans des couches miocènes dépourvues de microfaunes remaniées.

8° Conclusion :

Les klippes sédimentaires ou lambeaux exotiques observés dans le Miocène de la zone subbibanique et de l'autochtone présaharien, se présentent comme des lentilles plus ou moins longues et plus ou moins renflées. Leur taille est extrêmement variable, de 1 dm à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, de 1 dm à 50 km de longueur. Les plus grandes sont hétérogènes. Elles ont glissé dans la mer miocène en transportant ou non un

placage transgressif de conglomérats ou grès miocènes antérieurement déposé et déjà consolidé. La base et le sommet des klippes sont à peu près parallèles aux couches miocènes encaissantes (situation interstratifiée). Parfois, ces dernières se biseautent ou se rebroussement au contact du mur de la klippe.

Le contenu stratigraphique des klippes sédimentaires est très variable. Trias, Sénonien, Éocène, Oligocène et Miocène peuvent entrer, l'un ou l'autre, ou plusieurs ensemble, dans leur constitution. Les terrains durs forment des lambeaux rigides, les marnes offrent souvent une structure tourbillonnaire et incohérente. Ces terrains appartiennent à diverses lames allochtones, correspondant à des zones de faciès distinctes.

Ces faits permettent de comprendre la paléocéanographie du Miocène sud-tellien et présaharien, et d'imaginer la structure du pays bordant au N le sillon marin. Ces considérations seront développées plus loin (pp. 707, 713, 756 *sq.*).

E. — Définition et caractères généraux des unités structurales : Subautochtone, Lames A₁ et A₂

Les faits qui viennent d'être exposés permettent de tenter une synthèse partielle. Ils m'ont conduit à distinguer les éléments structuraux suivants :

1. **Le subautochtone** du Djebel Choukchot et du massif de Kasbah. Cet ensemble présente, aux points de vue structural et stratigraphique, des caractères intermédiaires entre l'autochtone et l'allochtone franc.

— *Structuralement*, il s'agit d'un bombement d'axe WSW-ENE. Dans son ensemble, il se présente comme un anticlinal post-nappes, déversé ou renversé (et chevauchant) vers le S. Dans le détail, on y observe des ondulations locales et des failles essentiellement subméridiennes. Le système de failles de Samma, se prolongeant au S par une cassure unique, sépare le Djebel Choukchot du massif de Kasbah. Il a joué pendant le dépôt du Miocène inférieur, délimitant une fosse où se sont engouffrées les klippes sédimentaires du massif de Kasbah. La faille d'Oulad Yakoub (comme sans doute les failles de Samma) a rejoué pendant le glissement de l'unité A, séparant deux compartiments à évolutions dissemblables. Les couches situées près de la base de l'unité A en cours de glissement, c'est-à-dire une partie du Miocène

et du Crétacé subautochtones, ont été entraînées vers le S par Mallochtone.

— *Au point de vue stratigraphique*, on observe, dans le Djebel Choukhot, une série crétacée dont les faciès s'apparentent à ceux de l'autochtone : Éocrétacé du Bled Gueblia (v. p. 137) où dominent calcaires et grès, Néocrétacé (v. p. 191) formé de marnes à intercalations calcaires. Le Crétacé est recouvert en

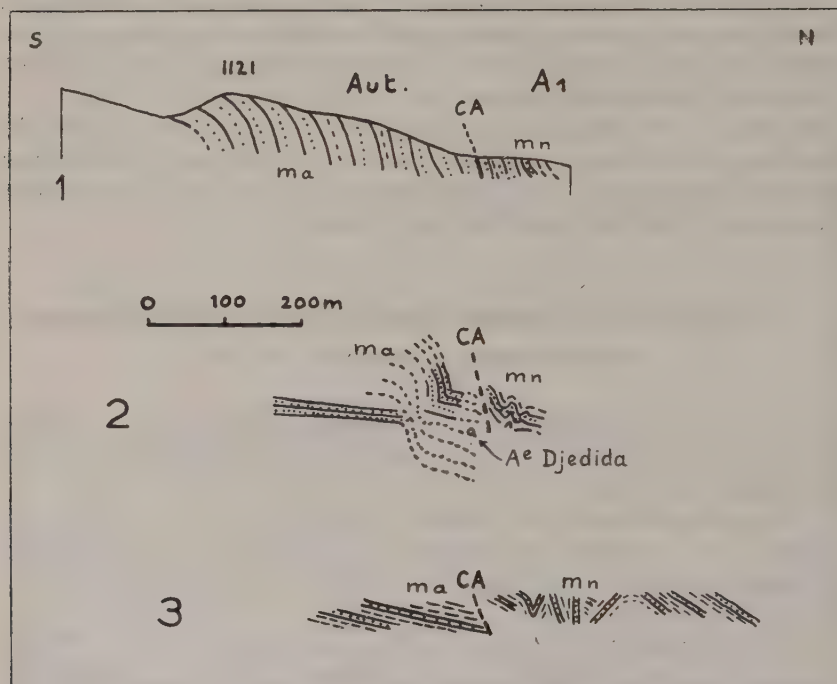


FIG. 79. — Contact de l'autochtone et de l'allochtone entre El Hamra et Selatna.

On a représenté ici les relations des couches telles qu'elles apparaissent sur le terrain, sans proposer d'interprétations profondes. L'échelle est approximative. La coupe 1 passe à l'W de Zitoun, par le point coté 1121 (C.L. 647,95 - 301,15). La coupe 2, orientée SE - NW, résume les observations effectuées sur la rive gauche de l'Oued Djedida, et donne, en projection, la situation de l'Aïne Djedida (C.L. 651,85 - 303,65). La coupe 3 est prise sur la rive gauche de l'oued naissant de l'Aïne Medrharh. Le contact anormal rencontre cet oued au point C.L. 644, 95 - 302,45.

L'autochtone (Aut.) est formé de marnes grises et grès miocènes de la série du Dj. Mansourah. La lame A₁ comprend des marnes sombres et grès glauconieux du Miocène, et des marnes à microfaune lutétienne remaniée.

Le contact anormal est soit parallèle, soit oblique aux bancs de l'autochtone.

discordance par une série miocène analogue à celle du Djebel Mansourah (v. p. 458), où dominent les marnes et des grès sableux friables de teinte claire. Ce Miocène contient des klippes sédimentaires, formées d'Éocène sur le flanc N du Djebel Choukhot, de Trias, Sénonien et Éocène dans le massif de Kasbah.

Ainsi, l'ensemble structural qualifié de subautochtone contient à la fois des terrains parautochtones : Crétacé du Djebel Choukhot et couverture miocène ; et des lambeaux allochtones contenus dans le Miocène. C'est pour exprimer ces particularités que j'ai retenu le vocable de subautochtone.

2. **La lame A₁**. Partie inférieure de l'unité A, qui sera considérée plus loin dans son ensemble, cette lame offre les caractères suivants :

— *Structuralement*, elle repose sur l'autochtone ou le subautochtone suivant un contact anormal dépourvu de Trias dans la région étudiée. Elle se compose de plusieurs fractions :

Les unes ont subi un déplacement limité par rapport au subautochtone. Il s'agit en apparence d'une transition entre subautochtone et unité A. Les autres ont subi un déplacement plus considérable. Elles sont nettement « déracinées » et se superposent à l'autochtone (ou s'y juxtaposent lorsqu'une faille post-nappes a modifié les rapports originels entre autochtone et allochtone).

— *Stratigraphiquement*, elle est essentiellement constituée de Miocène inférieur, sous les faciès de la dépression subbibanique (v. pp. 469-482). C'est d'ailleurs la raison pour laquelle il est difficile de mesurer le déplacement relatif de ses diverses fractions, qui appartiennent au Miocène inférieur et viennent au contact d'une série autochtone, elle-même d'âge miocène inférieur. Ainsi en ai-je fait une seule et même lame de glissement.

Cette lame A₁ affleure largement à l'ENE du Dj. Choukhot, car elle a été soulevée secondairement dans le prolongement du bombement subautochtone. Au N, elle disparaît sous des lames plus élevées de l'édifice sud-tellien. Au S, elle supporte la lame A₃ conservée dans le promontoire de Selatna, et se raccorde en profondeur à la frange miocène disloquée bordant l'autochtone méridional (v. pl. I, fig. 63, 64 et 148).

Le Miocène de la lame A₁ contient des horizons relativement plastiques, qui se présentent en avance tectonique sur les niveaux contenant une solide armature de grès. Aussi voit-on un coussinet de marnes sombres avec tronçons de bancs glauconieux, qui s'est séparé de la masse en cours de glissement, et qui repose

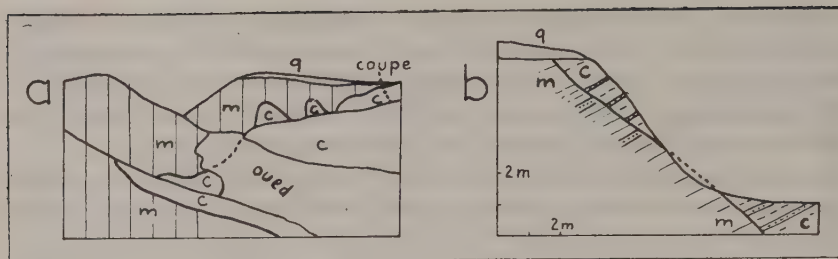


FIG. 80. — Contacts entre les lames A_1 et A_2 , A_2 et A_3

En haut : Contact entre A_1 et A_2 au N de Ras Send el Ferd (feuille Mansourah)..

a. Vue, du point C.L. 651,75 - 310,60, vers le N.

b. Coupe dont l'emplacement est indiqué sur la vue a:

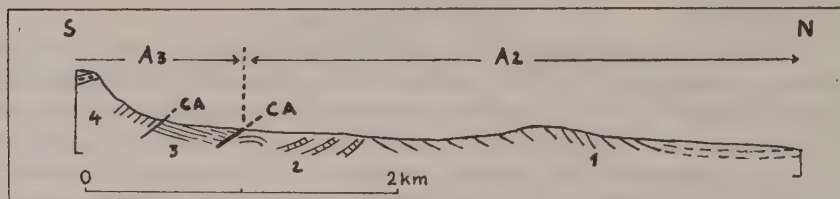
c : Sénonien néritique : marnes grises et bancs calcaires (A_3) ;

m : Miocène inférieur : marnes bleuâtres à diaclases rouges et bancs gréseux à galets calcaires (A_1) ; q : glacis alluvial.

En bas : Contact entre A_2 et A_3 à l'E de l'Oued Krerarib (feuille Mansourah)..

La coupe se situe entre les points C.L. 653,30 - 309,70 et 653,15 - 312,05. L'échelle graphique représente 1 km et non pas 2 km, comme il est indiqué par erreur.

1 : Sénonien néritique à structure synclinale ; 2 : Sénonien néritique disloqué ; 3 : Dano-Montien ; 4 : Sénonien vaseux, Dano-Montien et Éocène ; CA : contact anormal.



directement sur l'autochtone, depuis la région de Selatna jusqu'à Mansourah, et au-delà sur la feuille Bordj bou Arréridj. Les lames de glissement superposées au Miocène, qui se sont déplacées vers le S à la surface de la lame A_1 , ont, pour leur part, récolté une semelle plastique. Celle-ci comprend des marnes sombres, des grès caractérisant la base de la série miocène et des fragments de grès sableux de teinte claire. Elle apparaît en particulier sur les flancs du Dj. Choukhot et dans l'Oued Regassa, près du contact de base de la lame A_3 (fig. 72 et 104).

Le Miocène de la dépression subbibanique contient des klippes sédimentaires formées de Sénonien néritique et de Lutétien supérieur.



FIG. 81. — Secteur de Chouf el Guissas (feuille Mansourah).

1 : limite stratigraphique ; 2 : trace de banc ; 3 : contact anormal ; 4 : pendage de 30° ; 5 : horizontalité ; 6 : verticalité ; 7 : synclinal.

Hachures bistres : horizontales ; Sénonien néritique (c), verticales : Miocène inférieur (m).
a : formations superficielles.

Repère : la maison cantonnière est située au point C.L. 653,80 - 312,55.

Les affleurements de Miocène inférieur sont « noyés » dans le Sénonien néritique. Les limites entre les deux terrains sont représentées par des failles ou contacts anormaux, sauf en deux points (SE de Chouf el Guissas) où le Sénonien est recouvert par le « poudingue de base » (petits cercles) du Miocène. La séparation tectonique entre Sénonien et Miocène n'étant pas complète, on peut admettre que ces terrains s'associent en un complexe A₁-A₂. On peut y voir encore une ressortie

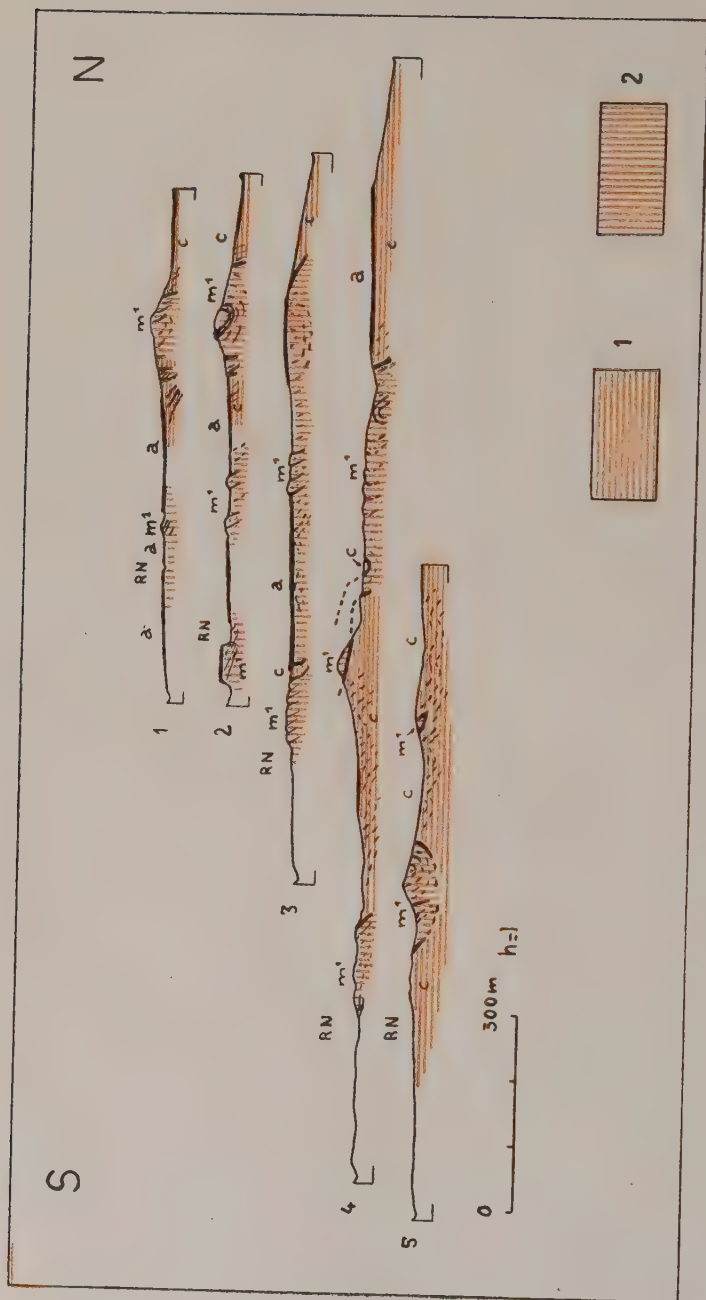


Fig. 82. — Coupes dans le secteur de Chouf el Guissas.

La trace des coupes est portée sur la fig. 81

1: Sénonien néritique (c) ; 2 : Miocène inférieur (m) ; a : formations superficielles.
RN : route nationale.

L'interprétation des coupes est réduite au minimum.

On voit cependant apparaître une tendance au chevauchement des bandes miocènes, vers le S.

On peut même concevoir le glissement, par lambeaux plus ou moins vastes, sur le fond de la mer miocène, d'une grande partie ou de la totalité de la lame A₂.

3. **La lame A₂**. Proche parente de la précédente, la lame A₂ peut-être caractérisée :

— *Structuralement*, par son indépendance tectonique, qui l'amène à reposer sur la lame A₁ le long d'une surface de contact anormal, souvent très replissée. Cette superposition se déduit de l'allure générale du contact, d'observations locales et de la présence de klippes posées sur le Miocène de A₁ (fig. 63 et pl. I).

— *Stratigraphiquement*, elle est constituée de Sénonien néritique, affleurant seul ou ne contenant que de rares intercalations miocènes.

Entre Mzita et Mansourah, le Sénonien néritique affleure seul sur de grandes surfaces. Sur la rive gauche de l'Oued Chebba, au S de Chouf el Guiassa, il offre une structure assez calme. Il dessine même, dans le secteur de l'Oued Krerarib, un vaste synclinal à fond plat. Ailleurs, les marnes dominent à tel point qu'il devient impossible de reconnaître la disposition des couches.

Le Miocène réapparaît dans le secteur de Chouf el Guiassa, sous forme de lames et de lentilles montrant parfois une tendance au déversement vers le S (fig. 82). Ses relations avec le Sénonien néritique environnant sont toujours anormales, sauf en deux points, où son allure transgressive est soulignée par un poudingue de base. L'îlot miocène de Chouf el Guiassa se situe approximativement dans l'axe du bombement jalonné par le Dj. Kasbah, le Dj. Choukchot, et dont l'influence se fait sentir jusque dans la Forêt de Mansourah et la partie occidentale de la feuille Bordj-bou-Arréridj. En effet, le Sénonien néritique de la lame A₂ est recouvert, sur la feuille Mansourah et jusqu'au NE du village de Mansourah, par la lame A₃. La limite des deux lames dessine un V dont la bissectrice se situe dans l'axe du bombement du Dj. Choukchot (v. fig. 102 et pl. I).

La lame A₂ se développe sur le flanc septentrional de ce vaste bombement. Les marnes grises à boules blanches, les calcaires noduleux et intercalations diverses, étudiées en détail dans le chapitre « Sénonien néritique » (pp. 233-250) affleurent d'une manière continue, sur une distance de 22 km, entre la Forêt de Mansourah à l'E, et la région de Romlia à l'W. Entre la route nationale et l'extrémité W de la lame, les bancs durs sont assez nombreux pour qu'il soit permis de relever des pendages signi-

ficatifs. On note ainsi, sur cette distance de 14 km, un plongement d'ensemble vers le N, variant généralement de 15 à 30°. Les exagérations du pendage ne se rencontrent que localement, au voisinage de la lame A₃. La lame A₂ disparaît en biseau sur le flanc N du Dj. Choukhot (région du K^{at} Rhoumane), où la lame A₃ arrive au contact direct du Subautochtone (sauf en quelques rares points où la lame A₁ est représentée).

Au S du promontoire de Selatna, la séparation entre A₁ et A₂ est bien nette. Reconnu dans la coupe d'Aïne bou Arif, le contact entre ces 2 lames peut être suivi dans la direction de l'W. Parfois horizontal, il plonge jusqu'à 50° N dans le secteur du Ch^t el Mek-mène. La lame A₂ n'est représentée que localement au N du promontoire. Elle réapparaît dans le secteur du K^{at} ben Saada pour se raccorder aux affleurements de Mzita - Mansourah.

Les relations entre A₁ et A₂ varient donc suivant les régions. Comme je l'ai déjà fait remarquer (Caire A., 1954a), ces deux lames forment un groupe homogène. Elles appartiennent à la même zone paléogéographique. Leur séparation, plus ou moins poussée suivant les régions, dépend des conditions locales de leur mise en place.

F. — Extension et caractères des lames A₁-A₂ sur la feuille Bordj-bou-Arréridj. La zone des bombements

A l'E de la région précédemment étudiée, qui permet une définition commode des lames inférieures de l'unité A, on observe des dispositifs structuraux très analogues, et il est facile de retrouver les objets tectoniques précédemment répertoriés. J'en donnerai les traits essentiels, sous une forme moins analytique que dans les paragraphes précédents.

Dans la partie orientale de la feuille Mansourah, et jusque sur le bord occidental de la feuille Bordj-bou-Arréridj, on a vu que les lames A₁ et A₂ apparaissaient, au-dessous d'unités structurales de constitutions différentes, à la faveur d'un bombement post-nappes d'axe sensiblement WSW-ENE : le *bombement Djebel Choukhot - Forêt de Mansourah*. Celui-ci est relayé, dans une position plus méridionale, dans la partie occidentale de la feuille Bordj-bou-Arréridj, par le *bombement Mansourah-Er Baha*, d'orientation E-W. Ces deux bombements sont séparés par une ondulation qui, dans le secteur de Mansourah et au NE de cette

localité, contient un isthme de Sénonien vaseux, Dano-Montien et Éocène, appartenant à la lame A₃.

Le bombement de Mansourah-Er Baha, fait affleurer une portion des lames A₁-A₂, composée de Sénonien néritique et de Miocène inférieur.

Le Sénonien néritique affleure, dans l'axe du bombement, sur les rives de l'oued Messissi, à l'E de Mansourah. Il plonge généralement au N. C'est un pendage voisin de 60° qui peut être observé constamment, sur une distance de 5 km, entre le Bled Takdef (près de C.L. 661,5 - 310,5) et le bas Chabet Youkhatène (près de C.L. 665,0 - 310,5). Immédiatement à l'E de Mansourah, les couches atteignent souvent la verticalité. Entre le Chabet bou Sahel et Er Baha (sensiblement entre C.L. 666,0 - 310,5 et 670,0 - 311,0) elles pendent au NW, de 20° à 80°. Sur le flanc S du bombement, on les voit plonger vers le N ou vers le S, partout du moins où les éboulis gréseux du Miocène autochtone ne forment pas une carapace continue.

Un point douteux subsiste sur le flanc N du bombement. Entre le Chabet Arneb et la piste de Sidi Makhoul, autour de C.L. 667,25 - 311,25, une bande de Sénonien néritique se détache de l'affleurement principal et pénètre dans le Sénonien « bathyal » des lames A₃-A₄. Cette bande, plongeant au NW de 30 à 70°, est limitée sur son bord SE par un contact anormal. Mais elle semble, sur son bord NW, en continuité avec le Sénonien « bathyal ». J'ai admis qu'il s'agissait d'une lentille néritique originellement interstratifiée dans la série « bathyale ». (v. pp. 243, 618 et 706).

Cependant, les différences de faciès et de compétence entre les couches néritiques et leur environnement marneux permettent d'envisager un jeu relatif entre ces deux ensembles lithologiques. Deux interprétations peuvent donc être proposées.

— On peut admettre que la limite septentrionale du bombement de Mansourah-Er Baha passe dans la partie méridionale de la bande néritique en litige, c'est-à-dire sur la rive droite de l'Oued Messissi, dans le prolongement de la bande miocène affleurant immédiatement à l'E. Dans ce cas, la bande néritique fait partie intégrante des lames A₃-A₄.

— On peut aussi considérer la bande néritique comme un diverticule, une écaille marginale, primitivement rattachée au bombement de Mansourah-Er Baha, et perçant obliquement l'unité superposée. Mais, dans les deux cas, je considère que le jeu relatif de la bande néritique par rapport au Sénonien « bathyal »

environnant, est faible. On observe donc ici un élément structural qui forme « passage » entre les complexes A_1-A_2 et A_3-A_4 .

Reprenant l'étude du bombement proprement dit, on notera que le Sénonien néritique n'est pas recouvert uniformément par le Miocène inférieur, sur tout le pourtour de la structure. Les différences qui apparaissent ainsi dans le détail sont dues, au moins en majeure partie, aux vicissitudes de mise en place des lames de l'unité A, et ne permettent pas d'envisager la répartition originelle, palinspastique, du Miocène inférieur. On a vu d'autre part qu'une portion plus ou moins vaste du Sénonien néritique se trouvait à l'état de « klippes sédimentaires » dans le Miocène. Lorsque ce dernier terrain manque en affleurements, il est évidemment impossible de dire si le Sénonien constitue une klippe sédimentaire ou une lame mise en place après le dépôt du Miocène.

Sur le flanc septentrional du bombement, le Miocène inférieur fait défaut entre le secteur de Mansourah et le Chabet Arneb. Vers l'E apparaît une bande miocène, d'abord intercalée dans le Sénonien néritique, puis séparant le Sénonien néritique qu'elle recouvre transgressivement au S, du Sénonien « bathyal », au N. Sur son bord septentrional, deux particularités sont à signaler. Au point C.L. 669,0 - 311,50, un bloc de grès miocène est situé à la limite du Miocène (flanc N du bombement) et du Sénonien « bathyal » recouvrant ce dernier. Au point C.L. 668,25 - 311,35, une esquille éocène, étudiée p. 340, se présente dans la même situation que le bloc miocène signalé précédemment. Ces deux copeaux rocheux ont été ramenés le long du contact par la lame A_4 (Sénonien « bathyal ») progressant vers le S.

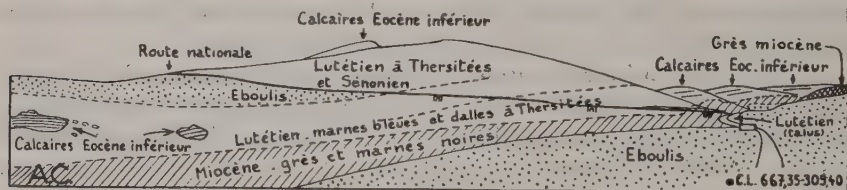


FIG. 83. — Structure de l'unité A, à l'E d'Aïne Defla.

Le point de station, situé sur le bord de la route nationale, est indiqué en bas à droite. L'observateur est tourné vers l'E.

Dans la partie droite de la figure apparaissent les grès miocènes autochtones qui appartiennent au flanc N du Dj. Mansourah (traits croisés). Les grès et marnes noires du Miocène allochtone appartiennent au complexe A_1-A_2 . Au-dessus vient la lame A_3 contenant du Lutétien supérieur, des lambeaux de calcaire éocène, et exceptionnellement des bandes de Sénonien néritique arrachés au complexe A_1-A_2 .

Plus à l'E, dans le secteur d'Er Baha et au-delà, le Miocène dessine une terminaison périclinale, et les pendages faibles, ne dépassant pas 30° , sont l'indice d'un étalement et d'une atténuation du bombement. Ce dernier disparaît, non loin de là, sous la nappe B (secteur du Télégraphe de Medjana), après avoir séparé la klippe de Draa Semmana de la partie principale de la lame B₁.

Entre Er Baha et Aïne Defla, on passe dans le flanc S du bombement, qui montre un déversement caractérisé vers le SE, avec pendages variant de 70° à 20° . A l'WSW d'Er Baha, la limite entre Sénonien néritique et Miocène inférieur traverse plusieurs fois l'Oued Messissi. Lorsqu'on se dirige vers le S, on voit ensuite le Miocène dessiner une ondulation synclinale qui contient des terrains plus anciens parmi lesquels dominent l'Éocène calcaire et le Lutétien supérieur, caractéristiques de la lame A₃. (v. fig. 148, coupe 5).

A l'W d'Aïne Defla, l'épaisse carapace d'éboulis gréseux provenant du Djebel Mansourah s'étend trop largement pour que puisse être observé le prolongement éventuel de la bande miocène constituant le flanc S du bombement. Cependant, le Miocène

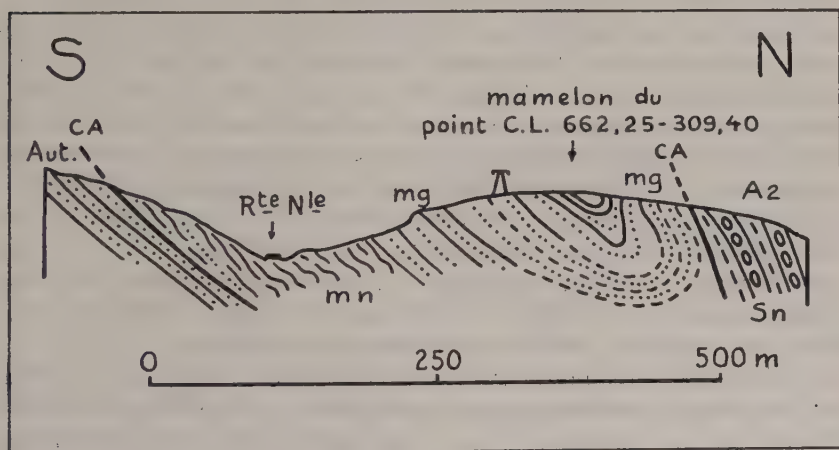


FIG. 84. — Structure de la lame A₁ à l'E de Mansourah.

La lame A₁, comprise entre deux contacts anormaux, repose sur le Miocène autochtone (flanc N du Dj. Mansourah). Elle est formée de couches miocènes : marnes bleuâtres gypsifères (mn), grès et marnes grises (mg) dessinant un synclinal déversé au S. Un contact anormal secondaire passe d'ailleurs, non loin de là, entre mn et mg. La lame A₂ est formée de Sénonien néritique (Sn). Le redressement des contacts anormaux est du aux mouvements post-nappes.

réapparaît bientôt, avant Mansourah, le long de la route nationale et à ses abords. Il revêt alors les faciès banaux de la dépression subbibanique et le faciès « sombre » qui constitue, sur la feuille Mansourah, le coussinet lubrifiant de l'unité A. Ce Miocène est généralement déversé ou renversé. Il entre en contact, à la faveur d'une faille assez oblique, avec le Miocène autochtone. Le contact est particulièrement net en deux points de la route nationale (C.L. 661,85 - 309,05 et 662,35 - 309,05). Quant au Miocène offrant les faciès banaux de la dépression, et contenant des bancs gréseux continus, il dessine localement une nette ondulation synclinale (fig. 84). Par comparaison avec ce qui peut être observé au S d'Er Baha, on peut penser que cette ondulation a contenu jadis, avant érosion, une portion de la lame A₃.

Quant à la limite entre Miocène et Sénonien néritique du bombement, à l'E de Mansourah, elle correspond très généralement à une faille (ou contact anormal redressé) dû au jeu différentiel des deux terrains, primitivement séparés par une surface de transgression. Cette faille est bien visible le long de la route nationale, au point C.L. 660,00 - 309,50. Elle permet de séparer, dans ce secteur, une lame A₁ et une lame A₂.

Sur la moitié orientale de la feuille Bordj-bou-Arréridj, à l'E de Teniet el Merdja, un nouveau bombement apparaît, au S de l'axe du bombement Mansourah-Er Baha (fig. 63, 148 et pl. II). Dans sa partie médiane affleure le Sénonien, riche en intercalations néritiques, bien visible le long de la route nationale, à l'W de Bordj-bou-Arréridj. Ce Sénonien, ou le Miocène qui le recouvre, disparaissent au N sous la lame B₁. Au S, ils arrivent au contact du Miocène autochtone et sont recouverts — localement — par des lambeaux d'Éocène appartenant à la lame A₃.

Si maintenant l'on considère, dans son ensemble, la zone d'affleurement du complexe A₁-A₂ sur les feuilles Mansourah et Bordj-bou-Arréridj, les faits suivants sont à retenir :

D'W en E, trois bombements se relaient en coulisses. Chacun des deux bombements orientaux est décalé vers le SE par rapport à celui qui le précède. C'est à la faveur de ces bombements qu'apparaissent les lames A₁ et A₂.

Dans le bombement Djebel Choukhot - Forêt de Mansourah, le subautochtone apparaît sous le complexe A₁-A₂. On peut donc penser que, dans la partie orientale de ce premier bombement, de même que dans les deux bombements orientaux, la déformation des lames, en coupole plus ou moins surbaissée, est due à une

déformation homothétique de couches plus profondes. Ces dernières ne peuvent qu'appartenir à un « subautochtone ».

En conclusion, il apparaît que, dans sa partie méridionale, le tréfonds de la zone subbibanique porte l'empreinte de bombements post-nappes, dont le style est analogue à celui du Djebel Choukchot. À considérer dans son ensemble le substratum des nappes subbibaniques, on peut donc distinguer un autochtone (type Djebel Mansourah) et une zone des bombements, qui borde vers le N le pays autochtone méridional.

V. — LAMES A₃-A₄

(fig. 63, 85 à 109, 148, pl. II à V)

1° Introduction :

Le subautochtone et les lames A₁-A₂ sont recouverts par un ensemble de terrains comprenant du Sénonien « vaseux », du Dano-Montien et de l'Éonummulitique sous le faciès de Mansourah, d'El Achir ou des Esquilles. Ce complexe est parfois indivisible. Mais, sur une partie de la feuille Mansourah, il se sépare en deux lames que j'ai nommées A₃ et A₄. La lame A₃ provient d'une sélection tectonique, et se compose essentiellement de Dano-Montien et d'Éonummulitique, accessoirement des horizons supérieurs du Sénonien vaseux. Elle supporte la lame A₄, formée de Sénonien et contenant localement du Trias.

La superposition de A₃ aux unités sous jacentes est démontrée par les faits suivants :

— A l'échelle régionale, la limite inférieure de A₃ offre un tracé onduleux qui ne peut être interprété comme un accident vertical. Cette limite est jalonnée par des copeaux de roches dures. Le matériel de A₃ forme des zones de relief, au pied desquelles affleurent le Sénonien néritique et le Miocène des lames A₁ et A₂.

— Dans le détail, de nombreuses coupes permettent d'observer la superposition de A₃ sur son substratum. Des klippes détachées par l'érosion recouvrent indiscutablement les lames inférieures de l'unité A.

Dans certains secteurs, la surface de base de A₃ peut être verticale. Mais on peut démontrer que cette disposition a été acquise secondairement, à la faveur de mouvements post-nappes. Ces

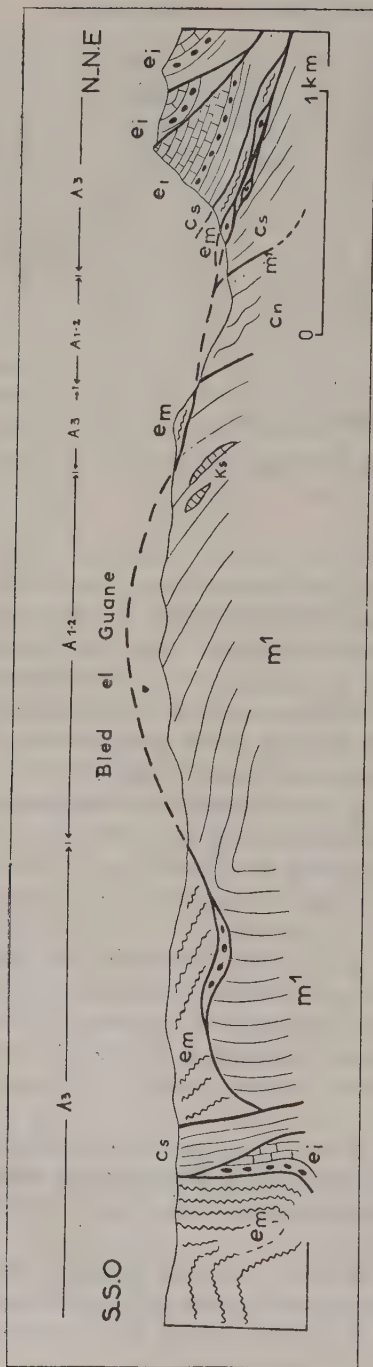


FIG. 85. — Relations entre le complexe A_1-A_2 et la lame A_3 , à l'ENE du Djebel Choukchot.

Cette coupe synthétique donne les relations de position entre les divers éléments structuraux, dans le prolongement du Dj. Choukchot.

Dans la partie centrale de la figure apparaît la carapace miocène prolongeant l'enveloppe du Dj. Choukchot. Cette carapace s'est déplacée vers le S, et représente la partie la plus profonde de l'allochtone. Il s'agit ici du complexe A_1-A_2 , partie inférieure de l'unité A. Le Miocène inférieur contient ici des klippes sédimentaires, formées de Sénonien néritique. L'ensemble a été soulevé, après la mise en place des nappes, et affleure suivant l'axe du bombement Djebel Choukchot - Forêt de Mansourah. Sur les flancs N et S du bombement apparaît la lame A_3 .

Cn : Sénonien néritique, pouvant être considéré comme une partie de la lame A_2 , ou comme une vaste klippe sédimentaire ; Ks : klippe sédimentaire ; Cs : partie supérieure du Sénonien « vaseux » et Dano-Montien ; ei : calcaires éocènes (les taches noires représentent des silex en rognons) ; em : Lutétien supérieur (formation à *Ostrea multicosata*) ; m1 : Miocène inférieur. L'échelle est approximative.

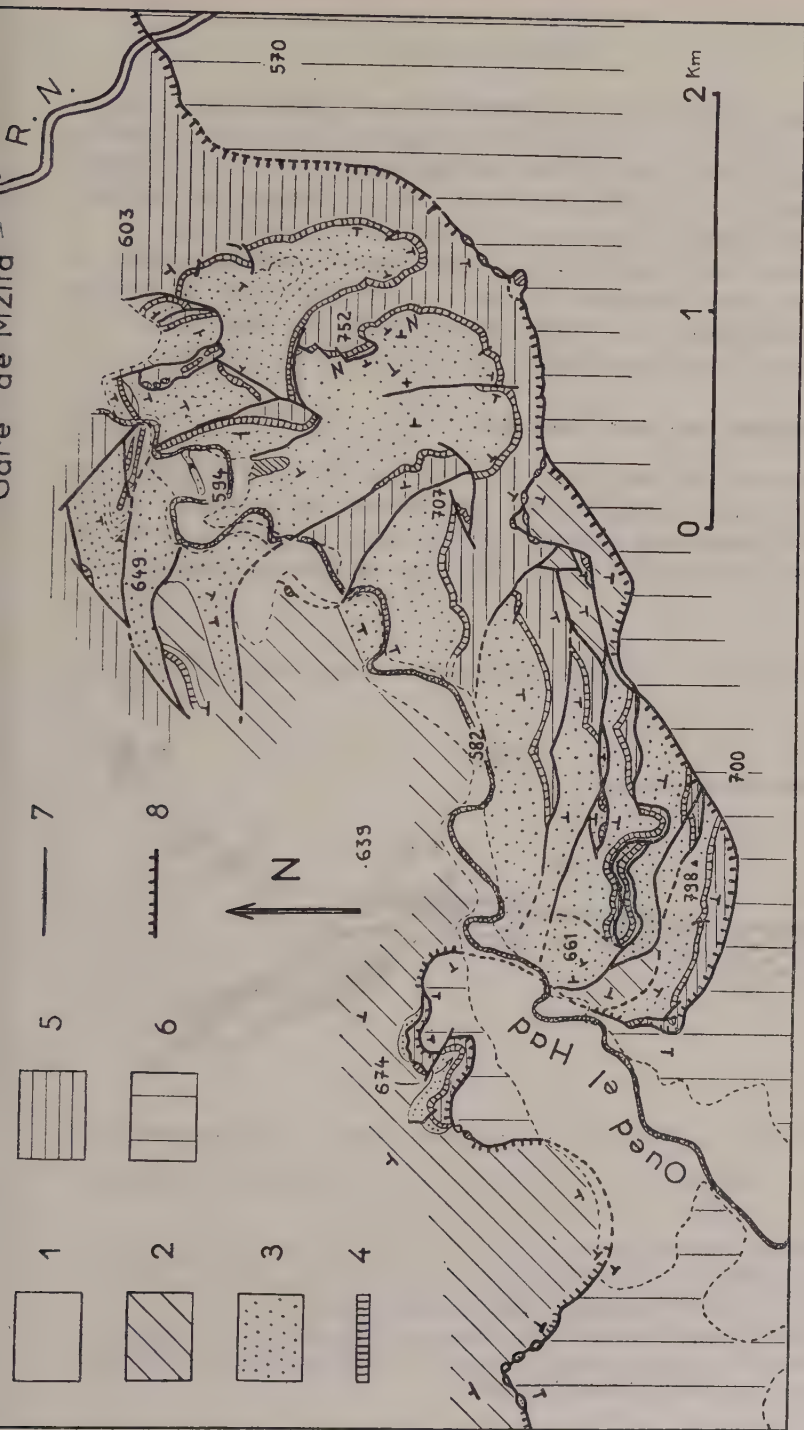


Fig. 86. — Structure de la lame A_2 et contact entre lames A_2 et A_3 au SW de la gare de Mzita.

1 : formations superficielles ; 2 : Lutétien supérieur ; 3 : Calcaires écènes ; 4 : barres à silex du Thanétien ; 5 : Danonien et Sénonien vaseux ; 6 : Sénonien néritique (lame A_2) ; 7 : failles et contacts anormaux à l'intérieur de A_3 ; 8 : contact anormal de A_3 sur A_2 ; RN : route nationale ; 674, ... : point coté.

De gauche à droite : le point 674 se situe dans le secteur de Mechta el Bidrania ; le point 798 est le sommet de Rass Chenaguir ; entre les points 582, 707 et 752 se situent les reliefs de Chenaguir Maleha ; entre les points 594, 752 et 603 : I ril bel Hadj ; le point 649 est le sommet du Dj. Dima.

déformations posthumes ont conduit à une fragmentation de la lame A_3 . A l'W de Mansourah, on observe ainsi deux bandes d'affleurements éocènes, situées sur les deux flancs du bombement que forment le Dj. Choukchot et son prolongement oriental (bombement Djebel Choukchot - Forêt de Mansourah).

J'insisterai sur l'étude de ces deux bandes d'affleurement en considérant successivement le contact de base, puis la constitution de la lame A_3 . J'envisagerai ensuite la limite entre A_3 et A_4 , puis les divers problèmes qui touchent à la lame A_4 .

2° Le contact de base de la lame A_3 :

La coupe d'Iril bel Hadj (p. 343) a révélé l'existence de nombreux contacts secondaires, aux abords du contact majeur séparant le Sénonien nérétique de la lame A_2 , et la lame A_3 . L'étude des relations entre la lame A_3 et son substratum sera

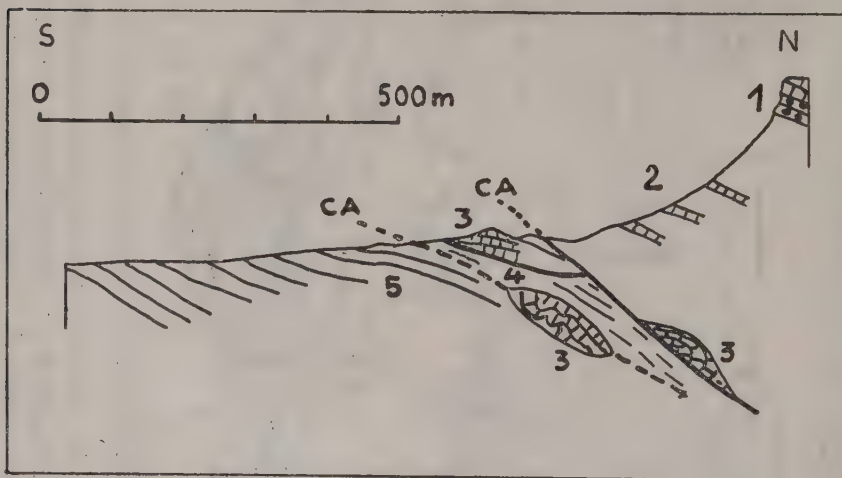


FIG. 87. — Coupe au S du point 707 de Chenaguir Maleha (feuille Mansourah, près de C.L. 650,50 - 312,15).

Cette coupe composite passe, sur la fig. 86, entre le point coté 707 et le O de l'échelle des longueurs. Elle représente la zone de contact entre l'écaille inférieure et les lambeaux éocènes de Chenaguir Maleha. Le contact anormal se divise en deux branches, toutes deux jalonnées d'esquilles calcaires éocènes.

1 : calcaire à silex éocène ; 2 : Dano-Montien ; 3 : calcaire éocène sans silex ; 4 : Sénonien ; 5 : Lutétien supérieur (probable). Pour plus de détails sur les faciès de ces terrains, v. p. 350. CA : contact anormal.

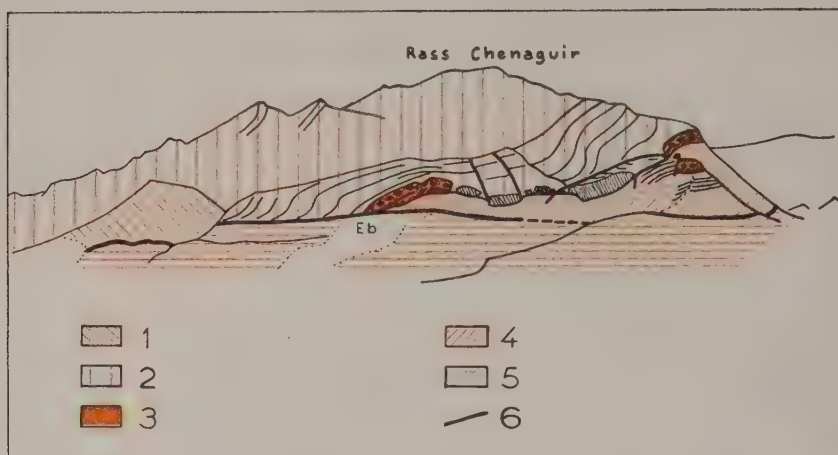


FIG. 88. — Râs Chenaguir. Vue du point C.L. 647,70 - 311,65, vers l'E.

1 : Lutétien supérieur ; 2 : calcaires éocènes (Yprésien et Lutétien inférieur) ; 3 : calcaires à silex thanétiens ; 4 : Dano-Montien ; 5 : Sénonien nérétique ; 6 : faille et contact anormal.

Les termes 1 à 4 appartiennent à la lame A₃, le terme 5 à la lame A₂ (comparer à la fig. 86).

donc particulièrement démonstrative dans le secteur qui s'étend au SW de la gare de Mzita.

Je ne reviendrai pas sur l'étude du Sénonien néritique supportant A_3 . On sait que ce terrain forme une longue bande continue entre la région de Mzita et le flanc N du Djebel Choukchot. Sur tout ce trajet, il plonge au N et ne montre aucun passage de faciès au Sénonien « vaseux ».

Au S d'Iril bel Hadj, le contact majeur entre A_2 et A_3 est jalonné par un copeau de calcaire éocène. Il est recouvert par le Dano-Montien en situation normale. Sur le flanc méridional de Rass Chenaguir, la surface de contact plonge de 5° à 50° . Elle sépare le Sénonien néritique d'une série biseautée allant du Dano-Montien aux calcaires éocènes. Les figures 86, 87 et 88 donnent une idée suffisante des relations entre ces divers terrains.

Sur la rive gauche de l'Oued el Had, le Lutétien supérieur reposant sur le Sénonien néritique est écrasé et la nature mécanique du contact ne peut guère être mise en doute.

Au NW de Rass Chenaguir, la surface de contact est disposée presque parallèlement aux couches les plus élevées du Sénonien néritique visibles en ce secteur. Il existe une nette opposition de teinte entre les marnes à septaria et calcaires du Sénonien néritique, d'un gris très clair, et les marnes noirâtres du Dano-Montien.

A l'W de Mechta el Bidrania, la limite entre Sénonien néritique et Lutétien supérieur est jalonnée par des copeaux plus ou moins disloqués de calcaires éocènes. Lorsqu'on se dirige vers l'W, le Sénonien néritique, relayé par le Miocène du Dj. Choukchot et du massif de Kasbah, supportent suivant les points le Lutétien supérieur, l'Éocène calcaire ou le Dano-Montien. La lame A_3 recouvre donc, suivant les points, les lames A_1 - A_2 , ou le Subautochtone.

En diverses régions, la lame A_3 est moins bien caractérisée et l'on note la superposition directe du Sénonien bathyal au Sénonien néritique. La limite entre les lames A_2 et A_3 se réduit à une simple surface durcie tranchant le Sénonien néritique,

C'est le cas, en particulier, le long de la route nationale, au SE de la gare de Mzita¹. Pour déceler le contact, on doit alors consi-

1. Une complication supplémentaire intervient d'ailleurs ici. Entre la gare de Mzita et l'esquille éocène du point C.L. 652, 5 - 314, 1, on rencontre successivement, le long de la route nationale : des marnes du Sénonien « vaseux » appartenant à A_3 ; du Sénonien néritique, puis l'Éocène calcaire. Le Sénonien néritique représente une portion de la lame A_2 sous-jacente, perçant la lame A_3 .

dérer les différences de structure entre les deux bandes sénoniennes. Leur limite commune est d'ailleurs jalonnée en bien des points par des cristaux de gypse, ce qui facilite son repérage.

Avec un peu d'habitude, on finit par se laisser guider, au cours du lever, par de simples différences de teinte entre le Sénonien néritique, gris clair ou blanchâtre, et le Dano-Montien, d'un gris beaucoup plus foncé. L'étude de quelques points privilégiés permet de reconnaître la véritable valeur de cette limite de teintes. Ainsi, le contact est jalonné au N de la Forêt de Mansourah (fig. 89), vers le point 657,25 - 313,0, par deux copeaux de calcaire éocène, qui montrent des traces d'écrasement et de laminage.

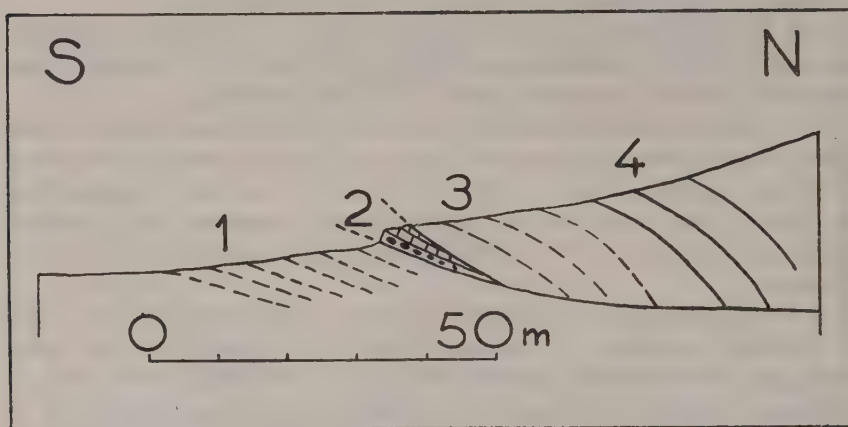


FIG. 89. — Contact entre les lames A_2 et A_3 au N de la Forêt de Mansourah (feuille Mansourah, C.L. 657,30 - 313,00).

1 : Sénonien néritique ; 2 : copeau de calcaire éocène ;

3 : Dano-Montien ; 4 : Sénonien vaseux.

Le contact principal se situe à la base du copeau calcaire. On peut dire, cependant, que ce copeau « jalonne » le contact anormal entre A_2 et A_3 .

A l'W et à l'E de ces copeaux, le Sénonien de la lame A_2 conserve la même constitution : marnes grises avec lentilles de calcaire blanchâtre. Il est recouvert par les marnes à nodules bariolés et bancs glauconieux du Dano-Montien, qui se biseautent vers l'E, sous une série de marnes noirâtres à bancs calcaires noduleux patinés de blanc. Cette dernière série, qui vient au contact de l'accident (figuré 3 de la fig. 89) est surmontée par des marnes

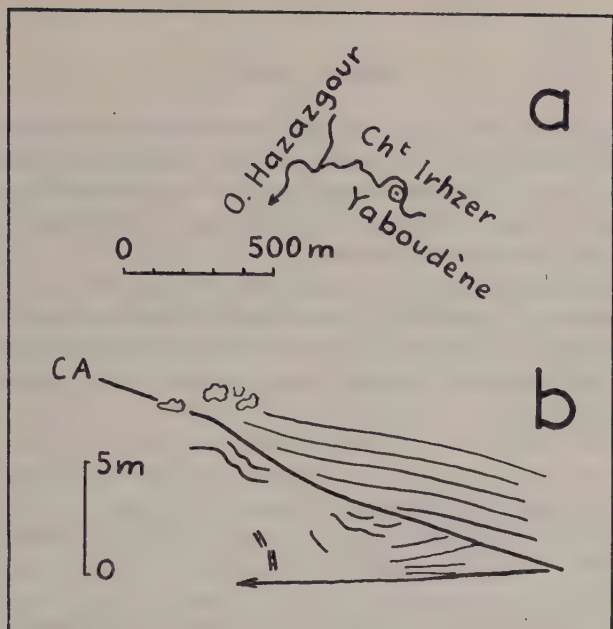
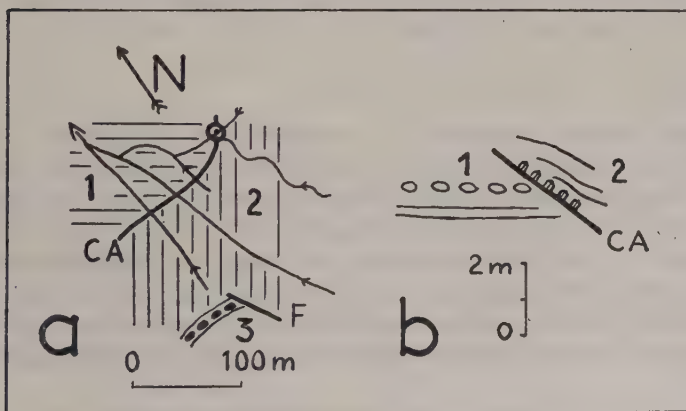


FIG. 90. — Contact entre les lames A_2 et A_3 au NE de Mansourah.

En haut : Le long du Chabet Irhzer Yaboudène (feuille Bordj bou Arréridj).
a. plan de situation. Le point de vue (point circlé) est situé sur la feuille Bordj-bou-Arréridj, en C.L. 660,15 - 311,60.
b. vue, en direction du N, sur la rive droite du Chabet Irhzer Yaboudène. Sous le contact anormal : marnes, marno-calcaires et calcaires marneux gris clair à patine gris-blanchâtre (lame A_2) ; Au-dessus du contact anormal : marnes noirâtres contenant de rares bancs, épais de 5 à 10 cm, de calcaire à patine jaune clair (lame A_3) ; CA : contact anormal plongeant de 20° au SE.

En bas : Au N de Draa Seliet (feuille Mansourah).
a. plan de situation. Le point circlé indique l'emplacement de la coupe **b.**
b. coupe visible sur la rive droite d'un chabet.
 1 : marnes gris clair avec lits de nodules calcaires, et bancs calcaires (Sénonien néritique de la lame A_2) ; 2 : marnes gris foncé avec amas gypseux bariolés (Dano-Montien de la lame A_3) ; 3 : barre thanétienne à silex de Draa Seliet, rencontrant la faille F au point C.L. 659,100 - 310,975 ; CA : contact anormal jalonné de cristaux de gypse.



grises à boules calcaires jaunes et des bancs calcaires à Inocérames. La série superposée au Sénonien de la lame A₂ apparaît donc comme renversée. La surface de contact est subhorizontale dans son ensemble, mais présente localement un plongement assez accentué, qui peut atteindre 40°.

Au NE de Mansourah, le contact s'opère à nouveau entre deux séries sénoniennes. Mais les considérations portant sur la structure des terrains affleurant sur les deux lèvres, s'accordent avec quelques observations locales pour démontrer l'existence du contact anormal.

Sur la rive droite de l'Oued Hazazgour, la surface de contact plonge, en moyenne, d'une vingtaine de degrés, localement de 30°. Elle est jalonnée par des cristaux de gypse. Le contact est à nouveau bien visible sur la rive droite du Chabet Irhzer Yaboudène (fig. 90). En ce point, des marnes noirâtres, avec rares bancs de 5 à 10 cm de calcaire à patine jaune clair, se superposent à des marnes gris-clair et calcaires marneux blanchâtres.

On observe encore la superposition dans les petits ravins, sur la rive gauche de l'Oued Hazazgour. Au N de Draa Seliet (fig. 90), le contact est jalonné par des cristaux de gypse.

Du cimetière de Mansourah, on voit très bien la limite entre Sénonien blanchâtre et Dano-Montien noirâtre. Sous la corniche calcaire du synclinal de Draa Seliet et de son prolongement, au S du cimetière, le Dano-Montien varie considérablement d'épaisseur, sur de faibles distances. La limite ne peut donc être normale (pl. II^f). Dans tous les autres secteurs étudiés, des considérations analogues à celles qui viennent d'être développées, conduisent à admettre la superposition de la lame A₃, ou du groupe A₃-A₄, aux éléments structuraux inférieurs.

De nouveaux arguments locaux seront mentionnés au cours de l'étude détaillée de la lame A₃.

3° Constitution et structure de la lame A₃ :

L'étude des dislocations — souvent très complexes — de la lame A₃ est rendue possible par l'existence de nombreux niveaux repères au sein de la série constitutive. Il existe en effet des roches à faciès caractéristiques aussi bien dans le Dano-Montien, le Thanétien, l'Yprésé-Lutétien que dans le Lutétien supérieur (v. chapitres stratigraphiques, en particulier pp. 317 et 363).

La description détaillée des éléments structuraux remplirait un volume à elle seule. Je me contenterai, par conséquent, d'en

donner quelques exemples particuliers, d'abord sur le flanc septentrional, puis sur le front méridional du bombement Dj. Choukchot - Forêt de Mansourah (fig. 86 à 109).

On peut rappeler ici que toutes les dislocations relevées par J. Savornin (1906a, 1920a) sont assimilées à des plis aigus et des failles, dans une sorte de synclinorium écrasé contre le « butoir » de l'autochtone méridional. Ses cartes (1906c, 1910c) schématisent d'ailleurs à l'extrême les contours de l'Éocène. J. Flandrin (1948, pp. 112-116) donne à ce sujet, de judicieuses remarques, et note en divers points la présence de failles négligées par J. Savornin.

a. *A l'W d'Iril bel Hadj :*

Suivant l'ordre adopté dans l'étude du contact de base, j'envisagerai tout d'abord la partie de la lame A₂ qui s'étend d'Iril bel Hadj, vers l'W, jusque sur la feuille Oued Okris.

Si l'on fait abstraction des dislocations locales (failles, replis et déversements), il s'agit d'un synclinal déversé ou renversé au S. Les deux flancs de ce pli sont représentés de part et d'autre de l'oued el Had. Le flanc S se lamine et disparaît plus à l'W, sur une distance de 15 km, entre M^{ta} el Bidrania et Teniet Taguiet el Hemidi. La bande se réduit alors à une lanière, formée d'Éocène en situation inverse, le Lutétien supérieur reposant directement sur la lame A₁, puis sur le flanc N du Dj. Choukchot. Dans la région de ben Daoud, l'Éocène calcaire du flanc N disparaît même sur une certaine distance. La lame est alors réduite à une bande de Lutétien supérieur et de Dano-Montien. Puis le synclinal réapparaît en entier à l'W du Dj. Choukchot. Dans le détail, les complications sont souvent extrêmes. Quelques cartons à grande échelle (fig. 86, 94, 104, 106, 107, pl. II et IV) et de brefs commentaires en feront connaître les traits les plus significatifs.

J. Flandrin (1948, pp. 115-116) a déjà donné quelques renseignements sur la structure de la région qui s'étend d'Iril bel Hadj à Rass Chenaguir.

Le repli synclinal d'Iril bel Hadj offre, dans sa partie SE, une structure simple. Mais sa partie septentrionale, fortement écaillée, chevauche le synclinal déversé de Chenaguir Maleha. Cet élément structural est relayé, sur la rive gauche de l'Oued el Had, par un anticlinal affectant une série renversée, et dont le flanc N (Dj. Dima) est chevauché par un nouvel anticlinal noyé dans le Dano-Montien. Au SW du synclinal de Chenaguir Maleha, le régime des écaillés domine. Tout le paquet de lames calcaires

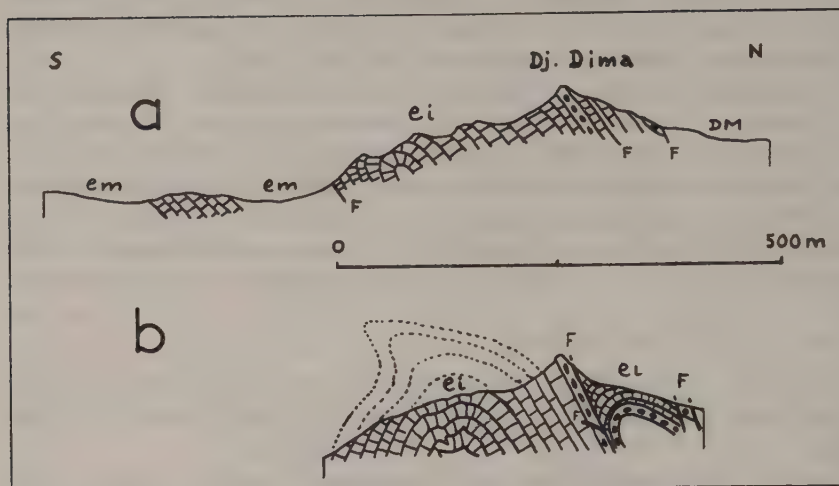


FIG. 91. — Coupes entre l'arête du Dj. Dima et l'Oued el Had (feuille Mansourah).

a. coupe passant par le point C.L. 650,10 - 314,00.

b. coupe passant par le point C.L. 650,65 - 313,95.

DM : Dano-Montien ; ei : Éocène inférieur calcaire ;

em : Lutétien supérieur ; F : faille.

Le secteur du Dj. Dima correspond au flanc N, disloqué, de l'aire synclinale d'Iril bel Hadj - Chenaguir Maleha, située au SE de la gare de Mzita (v. pl. IV).

L'anticlinal figuré sur la coupe a, et son prolongement sur la coupe b, affectent une série renversée.

formant le Rass Chenaguir repose obliquement sur le Sénonien néritique, et, dans sa partie orientale, sur une petite lame de Lutétien supérieur. La lame A₂ supporte d'ailleurs, au S de Rass Chenaguir, une petite klippe de ce dernier terrain (fig. 85).

Sur la figure 86, où n'ont pas été reportées les inscriptions de la feuille Mansourah, la région décrite dans ce paragraphe apparaît de la façon suivante. Du NE au SW, on rencontre, au-dessus du contact anormal :

- le synclinal d'Iril bel Hadj, au S et SW du point 603,
- le synclinal de Chenaguir Maleha, entre les points 752 et 707,
- le paquet d'écaillés de Rass Chenaguir entre les points 639 (au N) et 700 (au S),
- la lame de Lutétien supérieur, au NE du point 700. Cette lame contient de petites écaillés de calcaires éocènes jalon-

nant des contacts secondaires, et supporte tout le paquet s'étendant du synclinal de Chenaguir Maleha à Rass Chenaguir.

A l'W de Rass Chenaguir, le contact anormal de base forme un rentrant dans la vallée de l'Oued el Had, puis supporte, au S du point 674, les écailles de M^{ta} el Bidrania. Dans ce dernier secteur, le contact anormal a presque le même pendage que le Sénonien néritique sous-jacent. Mais, plus à l'W, il est jalonné par de petits copeaux de calcaires éocènes, figurés par un chapelet d'ellipses. Cette région est facilement accessible, depuis l'ouverture de la piste de Melouza, qui passe au NW de l'inscription « Oued », dans le secteur où le contact anormal est masqué par des formations superficielles.

A l'W et au SW du Dj. Dima, l'écaillage est encore de règle. Les lames calcaires éocènes, de directions et de plongements divers, se chevauchent l'une l'autre vers le S. Elles reposent sur le Lutétien supérieur et sont recouvertes par le Sénonien. Ces deux ensembles à dominante marneuse contiennent même de petites esquilles de calcaires yprésiens.

Entre Draa el Kreraïf et Herik M^d ben bou Zid, les anticlinaux de Draa el Onk et d'Erbadgi ne sont que des replis dans une série complètement renversée (pl. IV).

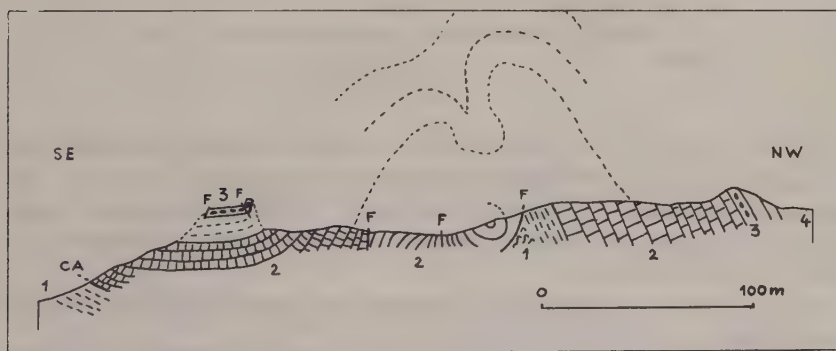


FIG. 92. — Coupe au S de Draa el Onk

Cette coupe passe par le D de Draa el Onk (C.L. 645,20 - 313,65). L'échelle graphique représente 200 m, et non 100 m comme il est écrit par erreur. Les lignes de tirets situées au-dessus de la coupe indiquent la structure d'ensemble : anticlinal dans une série renversée. La butte en pointillés représentée dans la partie SE de la figure est située un peu au NE du plan de coupe.

1 : Lutétien supérieur ; 2 : calcaires yprésiens ; 3 : barre à silex du Thanétien ; 4 : Dano-Montien.

CA : contact anormal ; F : faille.

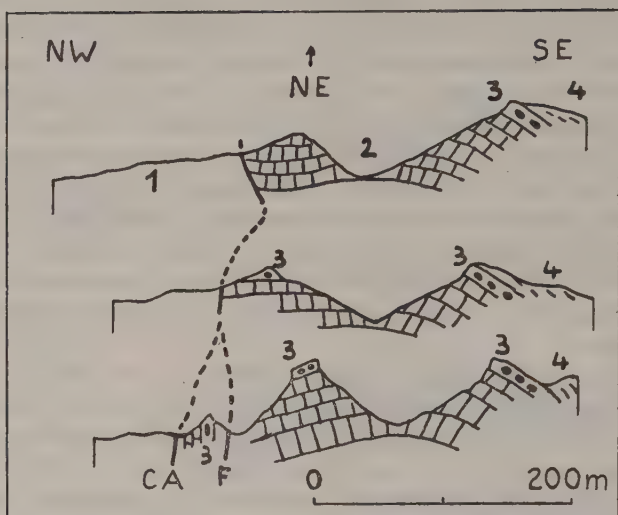


FIG. 93. — Structure d'Erbadgi (feuille Mansourah, vers C.L. 644,75 - 313,50).

- 1 : Sénonien de la lame A₄ ;
- 2 : Calcaires éocènes renversés et plissés en anticlinal ;
- 3 : Barre à silex thanétienne ;
- 4 : Dano-Montien.
- CA : contact anormal redressé, séparant les lames A₃ et A₄ ;
- F : faille.

Il faut signaler au passage que ces deux éléments structuraux ne sont séparés de l'Éocène renversé d'Azrou Srhir que par une distance inférieure à 2 km. Ce voisinage ne devra pas être oublié lorsqu'il s'agira de reconnaître la signification tectonique de l'Éocène des Azerou.

Dans le secteur de Mechta Zenatzia, on observe de nombreuses complications (fig. 94 et 95) :

A l'W, un pli anticlinal disloqué fait apparaître l'Éocène calcaire sous le Dano-Montien. Il est séparé, par deux esquilles calcaires, d'un monoclinale chevauchant un anticlinal renversé au S. Ces deux derniers éléments sont eux-mêmes disloqués dans le détail. Ils baignent dans le Sénonien et le Dano-Montien. Tout l'ensemble chevauche le Lutétien supérieur d'Herik Mohd ben Bouzid.

Au SW de Feid ben Chenah, les calcaires éocènes sont hachés de plusieurs failles. Mais on passe bientôt à une lame éocène de

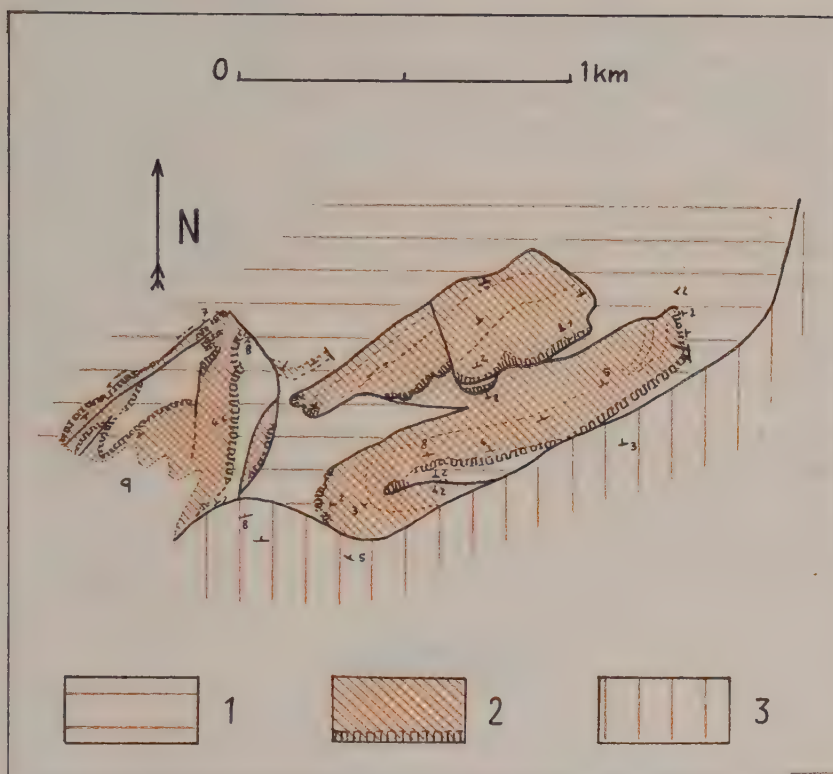
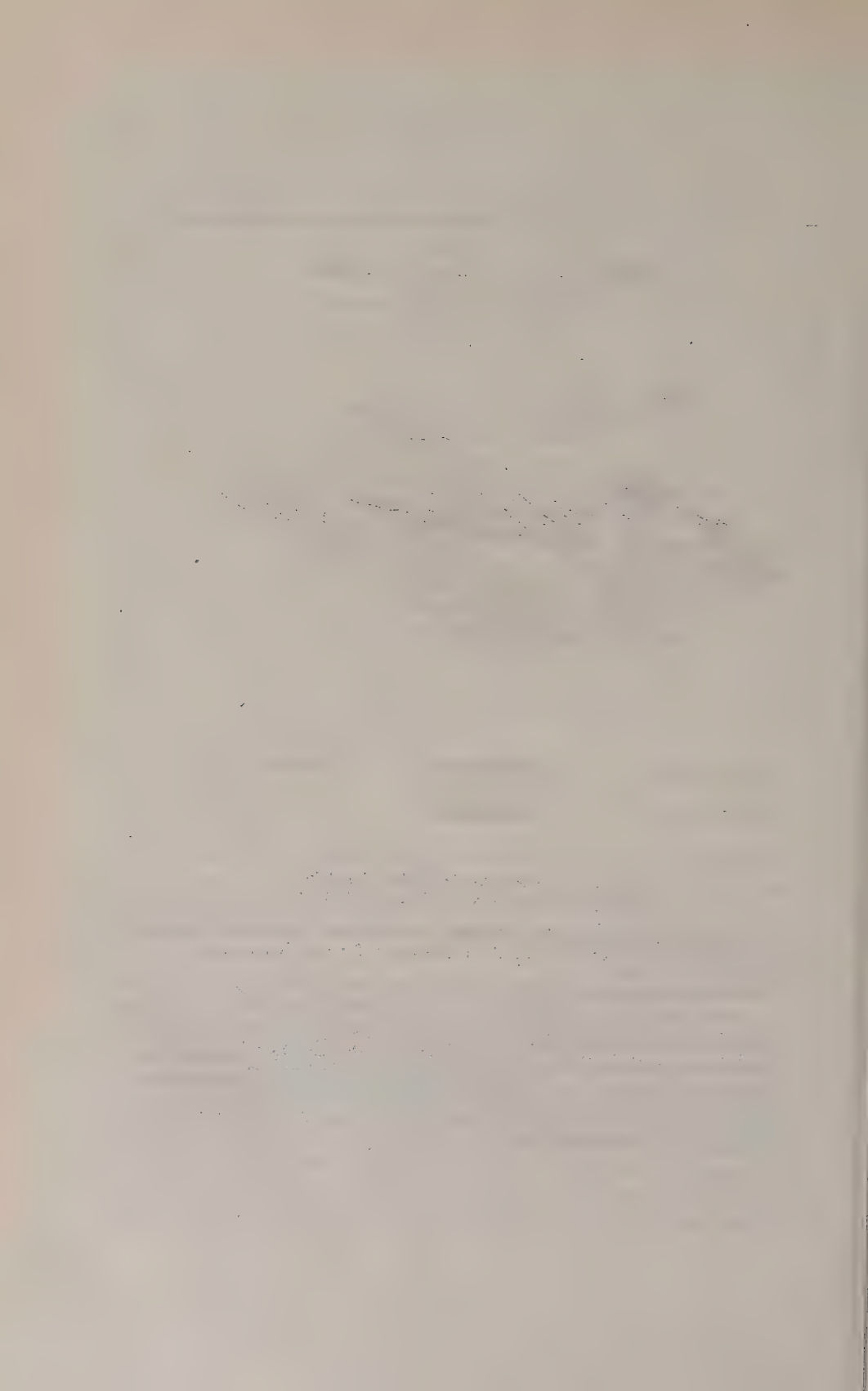


FIG. 94. — Secteur de Mechta Zenatzia
(Feuille Mansourah, aux abords de C.L. 644 - 312).

1 : Sénonien supérieur et Dano-Montien ; 2 : calcaires éocènes (les hachures noires désignent la barre à silex du Thanétien) ; 3 : Lutétien supérieur ; q : formations superficielles.

Les affleurements éocènes se répartissent en deux groupes :

- groupe occidental : série renversée, plissée et faillée (v. fig. 95).
- groupe oriental : On observe, du N au S : une bande éocène plongeant au N ou au NW, divisée en deux parties par une faille, entièrement cernée d'un contact anormal, et chevauchant vers le S ; une zone discontinue formée de Dano-Montien en contact anormal avec la bande éocène méridionale. Cette dernière est violemment tordue et repliée sur elle-même. Bien que la barre thanétienne soit discontinue, elle repose à peu près normalement sur le Dano-Montien. Mais l'ensemble recouvre le Lutétien supérieur affleurant au S.



structure simple, déversée sur le Lutétien supérieur, au N du télegraphe de Romlia.

Cette barre calcaire éocène franchit l'Oued ben Daoud au NW du Koudiat Rhoumane, puis elle se biseaute rapidement, et les marnes dano-montiennes arrivent bientôt au contact direct du Lutétien supérieur. Il faut aller jusqu'à la coupure de l'Oued Zantit pour réapparaître les calcaires, sous forme d'une lentille disloquée, plongeant dans son ensemble de 60 à 80° W, et dont l'épaisseur semble s'accroître vers le bas. Sur la fig. 98, on voit le Lutétien supérieur recouvrir obliquement les calcaires éocènes, qui n'affleurent, dans l'oued, que sur une vingtaine de mètres d'épaisseur. Cette épaisseur se réduit brusquement sur la rive gauche et l'on n'a plus, à 100 m de l'oued, qu'une mince barre de calcaire à silex, bordant une étroite bande de marnes sombres dano-montiennes.

A l'W, la bande dano-montienne, dont l'épaisseur varie de 100 m à quelques mètres, franchit à nouveau l'Oued ben Daoud et monte

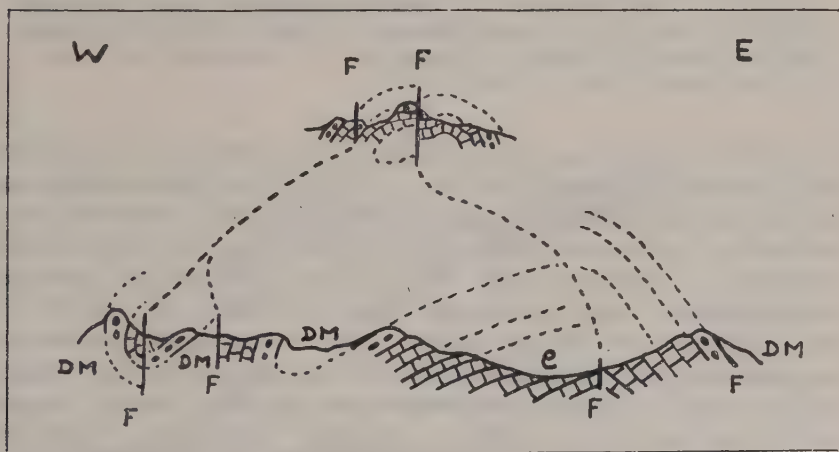


FIG. 95. — Coupes dans la partie occidentale des affleurements éocènes de Mechta Zenatzia (v. fig. 94).

La coupe supérieure passe par le point coté 773. Elle montre une série éocène renversée et hachée de deux failles. L'affleurement de calcaire à silex apparaissant à l'extrémité W, est très réduit sur le terrain.

La coupe inférieure passe sur le parallèle Lambert 312,125. La série calcaire est renversée, sauf dans la partie W de la coupe. Mais la situation normale de certaines bandes éocènes pourrait bien résulter d'un double renversement.

DM : Dano-Montien ; e : calcaires éocènes ; F : faille.

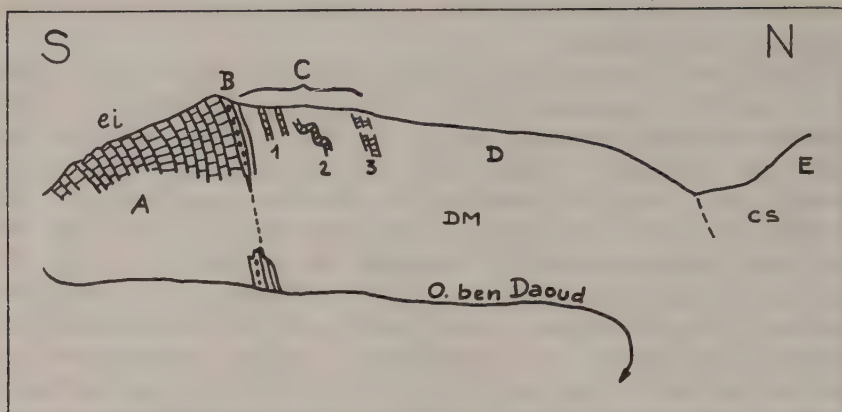


FIG. 96. — Rive gauche de l'Oued ben Daoud, au NW du K^{at} Rhoumane (feuille Mansourah).

Vue du point C.L. 638,40 - 310,80, vers l'W.

A : calcaires yprésio-lutéliens déversés ; B : barre à silex thanétienne ; C : partie supérieure du Dano-Montien (1 : marnes sombres et petits lits calcaires à patine blanchâtre ; 2 : banc glauconieux ; 3 : calcaires à patine blanchâtre) ; D : marnes noirâtres avec minces lits de calcaire à patine gris clair, du Dano-Montien ; E : marnes grises et calcaires du Sénonien. La limite entre D et E correspond, non loin de là, au contact anormal séparant les lames A₃ et A₄.

sur le flanc N du massif du Choukchot, encadrée par le Sénonien et le Lutétien supérieur. Vers le K^{at} Errih, c'est le Dano-Montien qui se lamine, alors que les calcaires éocènes, renversés, surmontent le Lutétien supérieur (fig. 99). Au-delà, les complications structurales s'atténuent (fig. 100). Les deux flancs du synclinal réapparaissent progressivement. Bien que faillé, et écaillé, ce pli se développe à l'W de Samma et ses deux flancs conservent une position presque normale (malgré le renversement des calcaires éocènes sur le Lutétien supérieur près de Ras Aroua jusque vers la bordure méridionale de la feuille Oued Okris. Avant de passer sur la feuille Msila au 1/200.000^e, il se vide de son noyau lutétien et les deux flancs calcaires entrent en contact par faille (pl. IV).

b. A l'E d'Iril bel Hadj :

Au SE de la gare de Mzita, la lame A₃ affleure sur une distance méridienne très réduite. Elle est constituée par des marnes sombres du Dano-Montien, avec bancs calcaires et glauconieux,

et par des lambeaux de calcaires éocènes. Tous ces terrains sont très disloqués dans le détail (fig. 101).

Plus à l'E, les affleurements éocènes font défaut jusqu'aux copeaux déjà signalés le long du contact de base. Ils ne réapparaissent vraiment que dans le Bled Hazazgour, où l'unité B les recouvre par l'intermédiaire d'une lame de Trias (fig. 102).

Dans ce dernier secteur, on observe d'W en E :

— le Sénonien nérétique constituant la lame A₂. Il est séparé des terrains qui le recouvrent par un contact anormal dessinant un V dont la pointe se situe dans le thalweg de l'Oued Hazazgour.

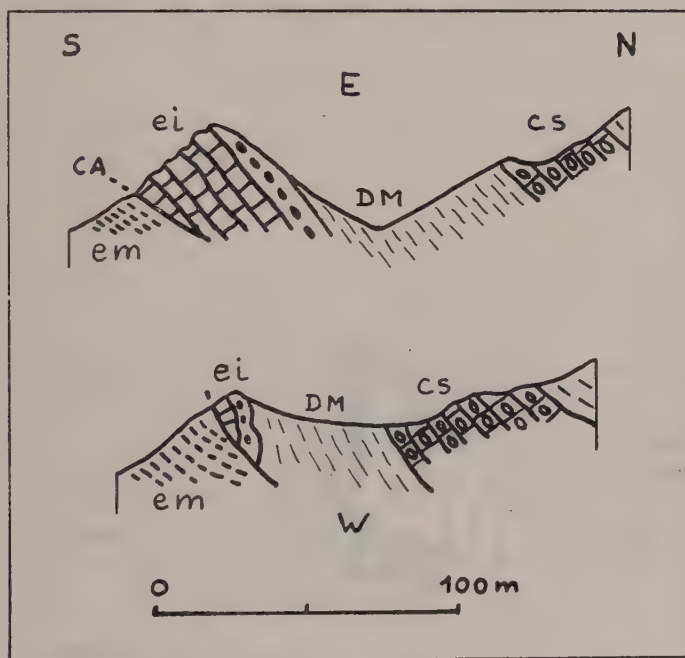


FIG. 97. — Biseutage progressif de la barre calcaire éocène, au N de l'Oued ben Daoud (feuille Mansourah).

A l'W du secteur représenté sur la figure précédente, la barre calcaire éocène est coupée obliquement par un contact anormal. A l'affleurement, son épaisseur se réduit progressivement, et le contact finit par séparer le Lutétien supérieur et le Dano-Montien.

Les deux coupes ci-dessus indiquent ce biseutage.

cs : Sénonien ; DM : Dano-Montien ; ei : calcaires thanétiens et yprésiens déversés ou renversés ; em : Lutétien supérieur ; CA : contact anormal.

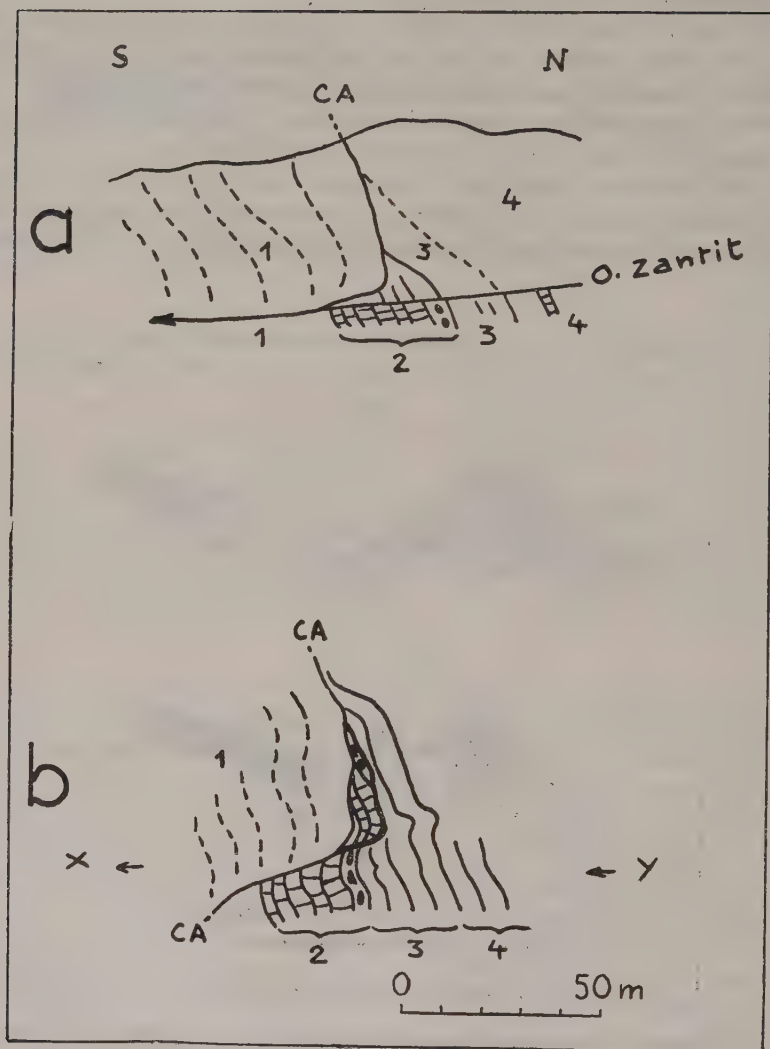


FIG. 98. — Lentille calcaire éocène de l'Oued Zantit (feuille Mansourah).

a. Vue, du point C.L. 636,00 - 310,50, sur la rive droite de l'Oued Zantit.
 b. Coupe composite réunissant les observations effectuées sur les deux rives de l'Oued Zantit.

1 : Lutétien supérieur ; 2 : calcaires éocènes ; 3 : Dano-Montien ; 4 : Sénonien ; CA : contact anormal ; xy : niveau de l'Oued sur la coupe b.

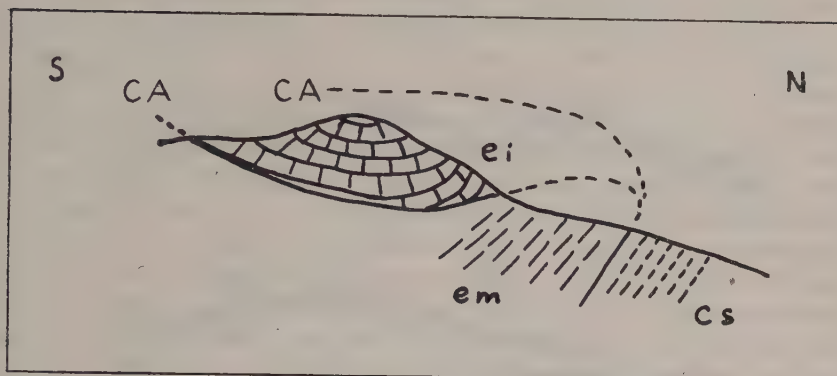


Fig. 99. — Coupe à l'E de Ras el Kef (Feuille Mansourah), vers C.L. 631,45 - 307,35).

Cs : Sénonien de la lame A₄, formant le flanc S d'un anticlinal ; ei : calcaires éocènes ; em : Lutétien supérieur ; CA : contact anormal.

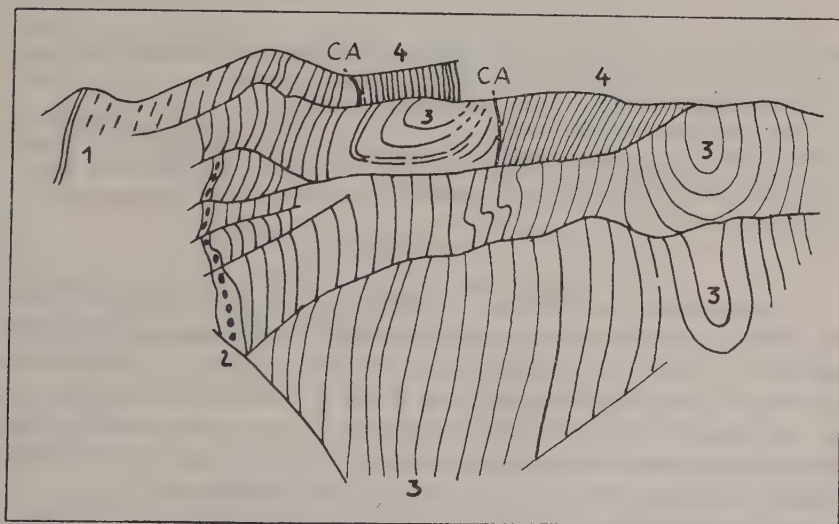


Fig. 100. — Secteur à l'W de Koudiat Errih (feuille Mansourah).

Vue du point C.L. 631,40 - 307,10, vers l'E.

1 : Dano-Montien ; 2 : barre à silex du Thanétien ; 3 : calcaires yprésiens et lutétiens ; 4 : Lutétien supérieur ; CA : contact anormal.

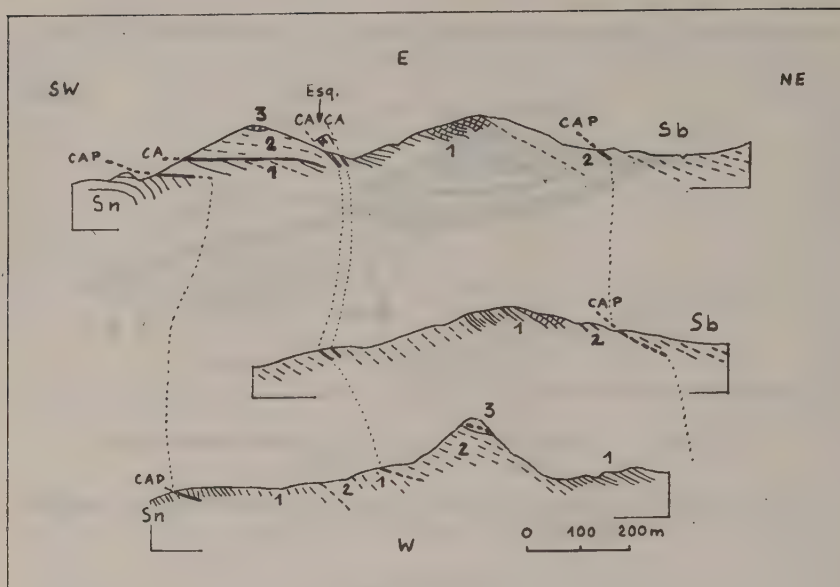


FIG. 101. — La lame A_3 au SE de la gare de Mzita (feuille Mansourah).

Les reliefs éocènes notés 3 se situent, dans la coupe supérieure, au point C.L. 653,000 - 314,075; dans la coupe inférieure, au point C.L. 653,30 - 314,15. La lame A_3 est située entre les deux contacts anormaux principaux (CAP). Elle se divise en écaillés locales séparées par des contacts (CA).

Sn : Sénonien nérétique (lame A_2); 1 : marnes sombres, calcaires marneux en bancs jaune clair et lits de rognons calcaires fissurés (Dano-Montien); 2 : marnes sombres et bancs glauconieux (Dano-Montien); 3 : calcaire à silex thanétien (Esq : esquille de calcaire à silex située à 100 m à l'E de la coupe); Sb : Sénonien vaseux (lame A_4).

— Au-dessus du Sénonien nérétique, sur les rives de l'oued, les marnes sombres et intercalations caractéristiques du Sénonien supérieur et du Dano-Montien. Malgré quelques dislocations locales, les couches dessinent une sorte de terminaison périclinale, et enveloppent le Sénonien nérétique. Leur plongement actuel a dû être acquis secondairement, à la suite de mouvements post-nappes responsables de la formation du bombement.

— Plusieurs îlots d'Éocène calcaire, distribués sur les deux rives du haut Oued Hazazgour. Il existe généralement une surface de discontinuité mécanique entre ces masses calcaires et les terrains plus marneux du Sénonien et du Dano-Montien.

Sur la rive gauche (Sud) le lambeau situé autour du point

C.L. 661,15 - 312,35 est dépourvu de calcaires à silex. Deux petits îlots, près de C.L. 661,45 - 312,60, devaient être, avant érosion, rattachés à ceux de Ras bel Ouahad (v. ci-dessous).

Sur la rive droite (Nord), les lambeaux de Ras bel Ouahad forment une bande continue, bien que faillée. Elle bute par faille, à l'W, contre le Trias. Ce dernier la recouvre sur son bord septentrional. Le lambeau occidental montre seul la barre des calcaires à silex. Il est fortement tordu et repose anormalement sur le Dano-Montien. Le lambeau oriental est en situation anormale sur toute sa bordure méridionale. Plus à l'E, le grand lambeau du point C.L. 662,30 - 312,70, est lui-même en recouvrement sur le Sénonien, sauf peut-être en deux points (sur sa bordure N et à l'E, le long de l'oued) où apparaissent les calcaires à silex.

c. De Selatna à Mansourah :

Sur le flanc S du bombement Djebel Choukchot - Forêt de Mansourah, qui affecte les lames A_1 - A_2 et le subautochtone du Choukchot, la lame A_3 offre des caractères analogues à ceux que l'on vient d'étudier, sauf dans le promontoire de Selatna, où la structure devient beaucoup plus simple (pl. I).

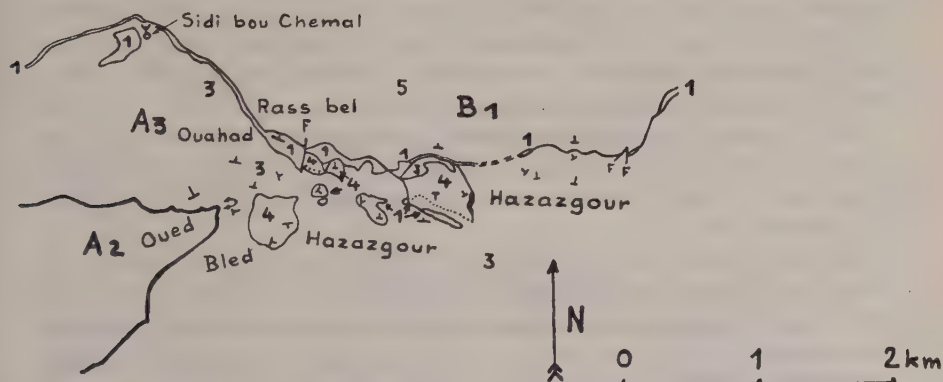


FIG. 102. — Le secteur de Bled Hazazgour, au NE de Mansourah.

Même légende que pour la fig. 135 avec, en plus :

A_2 : lame A_2 (terminaison orientale du bombement Dj. Choukchot - Forêt de Mansourah) ;

A_3 : lame A_3 passant, à l'E de Bled Hazazgour, à la lame A_4 ; B_1 : lame B_1 .

La série éocène du « promontoire de Selatna » offre le faciès de la coupe d'Aïne bou Arif. Elle repose sur le Sénonien néritique de la lame A₂, ou sur le Miocène. Sa situation allochtone a été mise en évidence par J. Savornin (1910c, 1920a, p. 297), bien que cet auteur n'ait pas reconnu l'individualité des lames A₁ et A₂. Sur les bords S et SW du promontoire affleurent les calcaires de l'Éocène inférieur. Ils sont recouverts par les marnes, calcaires et lumachelles du Lutétien supérieur qui, sur la bordure N du promontoire, arrivent directement au contact des lames A₁-A₂. Il faut donc envisager l'existence d'un biseau structural, entraînant la disparition de l'Éocène inférieur calcaire, sous la couverture formée de Lutétien supérieur.

Le coussinet lubrifiant de la lame A₃ semble être constitué par les marnes dano-montiennes, qui forment un liseré étroit mais continu sur la bordure S du promontoire. Le biseautage des calcaires — et par là même du Dano-Montien — correspondrait à un rabotage basal, au dernier stade de la mise en place de la lame A₃ sur les lames inférieures.

Dans son ensemble, la série éocène du promontoire offre une structure extrêmement simple. C'est un monoclinal affecté de quelques ondulations. Les couches calcaires ne montrent aucune dislocation notable sur plusieurs kilomètres de longueur, même au sein des marnes lutétiennes. Les complications ne se développent que sur la bordure septentrionale, près de la surface du contact basal (en particulier dans le secteur de Djouara), où le Lutétien supérieur contient des écailles de calcaire éocène décrites sous le faciès des Esquilles (fig. 70).

Si l'Éocène de Selatna n'était superposé à une série d'âge miocène, rien ne pourrait témoigner de sa situation allochtone. C'est donc le lieu d'insister sur un fait banal, mais trop méconnu de certains auteurs :

La simplicité structurale d'une série, même constituée de sédiments plastiques, ne peut être prise en considération pour démontrer son autochtonie, même relative. D'autre part, l'absence d'*arguments locaux* ne doit pas faire oublier l'existence d'*arguments régionaux* en faveur des recouvrements.

Au NE d'Aïne bou Arif, les calcaires éocènes sont découpés par un certain nombre de failles, déjà signalées par J. Flandrin. Le Lutétien supérieur ne forme plus, au NE de Draa Douimiz, qu'une bande étroite, reposant au N sur le Miocène. Dans le secteur de K^{at} ben Saada — Dj^a Chachoua (fig. 104), la superposition



FIG. 103. — Vue sur la région de Djebana Chachoua.

Légende commune avec la fig. 104.

- 1 : Sénonien et Dano-Montien,
- 2 : Éocène calcaire de la lame A₃,
- 3 : Formation à *Ostrea multicosata* (lame A₃),
- 4 : Grès sableux friables (faciès du Miocène autochtone),
- 5 : Marnes sombres et bancs glauconieux du Miocène inférieur de la lame A₁,
- 6 : Miocène inférieur constituant le flanc S du bombement Dj. Choukhot - Forêt de Mansourah.

Sur cette figure apparaît le recouvrement de la formation à *O. multicosata* (Lutétien supérieur) sur le Miocène inférieur.

Le Sénonien supérieur et les lambeaux d'Éocène calcaire se situent en bordure du contact anormal majeur, ou à l'intérieur du Lutétien supérieur.

Le Dj^a Chachoua est situé au point C.L. 649,15 - 307,95.

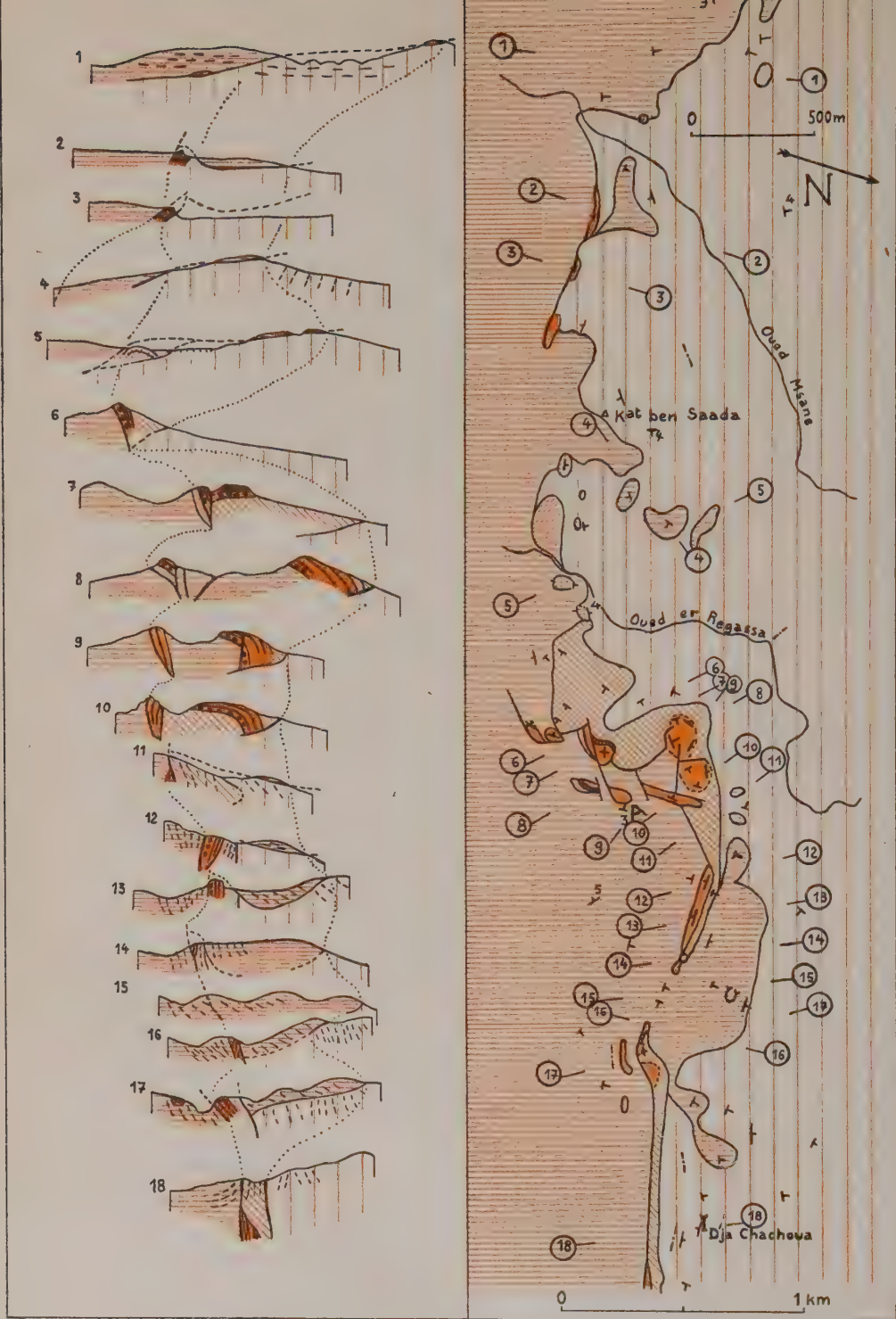


FIG. 104. — Région de Djebana Chachoua - Koudiat ben Saada.

Même légende que pour la figure 103.

Le Lutétien supérieur (bordure gauche de la carte) de la lame A_3 repose sur le Miocène (bordure droite) de la lame A_1 . Près de la limite commune de ces deux terrains apparaissent des lambeaux d'âge et de dimensions variables :

— Sénonien vaseux lié à la lame A_3 (et peut-être un peu de Sénonien néritique appartenant à la lame A_2).

— Dano-Montien de la lame A_3 .

— Éocène calcaire en situation normale ou inverse, formant une série de copeaux (lame A_3).

— Miocène (grès friable de teinte claire) sous le faciès du Dj. Mansourah.

est démontrée par de nombreuses klippes. C'est là qu'on observe, à la base de A_3 , des marnes sombres et des grès sableux miocènes, récoltés dans une région plus septentrionale. Enfin, les calcaires éocènes réapparaissent à l'état de lambeaux plus ou moins disloqués, témoignant de l'ablation basale subie par la lame A_3 .

Près de Dj^a Chachoua, on voit apparaître, entre le Miocène de la lame A_1 et l'Éocène (avec Dano-Montien) de la lame A_3 , une étroite bande de Sénonien néritique. C'est la réapparition de la lame A_2 , qui se développe largement au S de Chouf el Guissa (pl. I).

Dans le triangle compris entre K^{at} ben Saada, el Hamra et Mansourah, le Sénonien bathyal (avec calcaires à Inocérames) et les calcaires éocènes sont beaucoup plus largement représentés que le Lutétien supérieur (pl. I).

Dans la région d'El Hamra, j'ai été amené à schématiser les contours, car toutes les limites entre les calcaires éocènes et les autres terrains sont des failles ou des contacts anormaux. J'ai tracé des limites stratigraphiques normales chaque fois que la

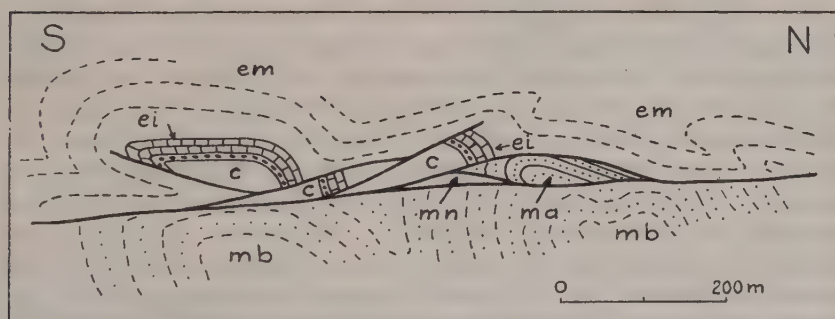


FIG. 105. — Interprétation générale de la région de Koudiat ben Saada.

mb : Miocène banal de la lame A_1 , formant la partie méridionale du bombement Dj. Choukhot - Forêt de Mansourah.

mn : Marnes sombres et bancs glauconieux du Miocène inférieur (constituant, dans la région de Selatna, la semelle de l'unité A, et provenant d'une sélection tectonique).

ma : Grès friables (faciès de l'autochtone) arrachés dans une région située plus au Nord.

c : Sénonien et Dano-Montien (lame A_3).

ei : Éocène calcaire (lame A_3).

em : Formation à *Ostrea multicostrata* (lame A_3).

La lame A_3 , venant du N, contient des terrains plastiques (c et em) et une barre calcaire compétente (ei) qui s'est disloquée. Cette lame a entraîné des copeaux miocènes (mn, ma) à partir de régions septentrionales.

série était à peu près continue. Je n'entrerai pas dans le détail des accidents et me contenterai de signaler les particularités structurales de la bande éocène qui limite vers le N cette zone d'affleurement. Dans sa partie orientale, les calcaires éocènes dessinent deux synclinaux dont les axes sont perpendiculaires. En se dirigeant vers l'W, on note de nombreux replis. Mais le fait le plus intéressant consiste en un chevauchement du Dano-Montien sur l'Éocène. Les calcaires à silex sont entraînés vers le S et recouvrent l'Yprésien (fig. 106 et 107).

d. *Ecaillage en bordure de l'autochtone :*

Après la mise en place des nappes, l'autochtone du Dj. Mansourah s'est soulevé et a redressé les surfaces de contacts anormaux. Un autre résultat de ce mouvement fut l'écaillage des lames allochtones. J'en décrirai deux exemples précis.

1. *Secteur de Mansourah* (fig. 73 et 108, pl. II et III).

Dans les collines situées à l'W de Mansourah, on observe le prolongement du synclinal éocène de Draa Seliet. C'est la bordure méridionale de cette aire synclinale qui se déforme, se disloque et se débite en écailles. Le Sénonien néritique de la lame A₂, primitivement situé au-dessous de l'Éocène formant la lame A₃, participe à cet écaillage. Il réapparaît à l'E de Mansourah, sous forme de « lentilles » intercalées dans le Dano-Montien. Tout cet ensemble est plaqué sur le Miocène de la lame A₁. Ce dernier est nettement superposé aux couches miocènes autochtones, au NE de Mansourah Kebira (fig. 73), mais le contact se redresse plus à l'W, vers le Hammam situé au pied septentrional de la colline de Mansourah Kebira.

Entre Mansourah Kebira et la Raquette, les relations entre Miocène autochtone, Miocène de A₁ et Sénonien néritique apparaissent bien sur la fig. 73. Plus à l'W, la structure de détail ressort de l'examen de la carte et des coupes pl. II. On n'y voit pas un soulèvement progressif lorsqu'on va du N au S, comme ce serait le cas si le seul phénomène était un entraînement de la lame A₃ par le bord de l'autochtone en cours de surrection. Les coupes 6, 7 et 8, en particulier, indiquent un enfoncement de la partie S de l'aire synclinale qui prolonge, au S W, le Draa Seliet.

Parmi les faits importants qui me semblent peu discutables

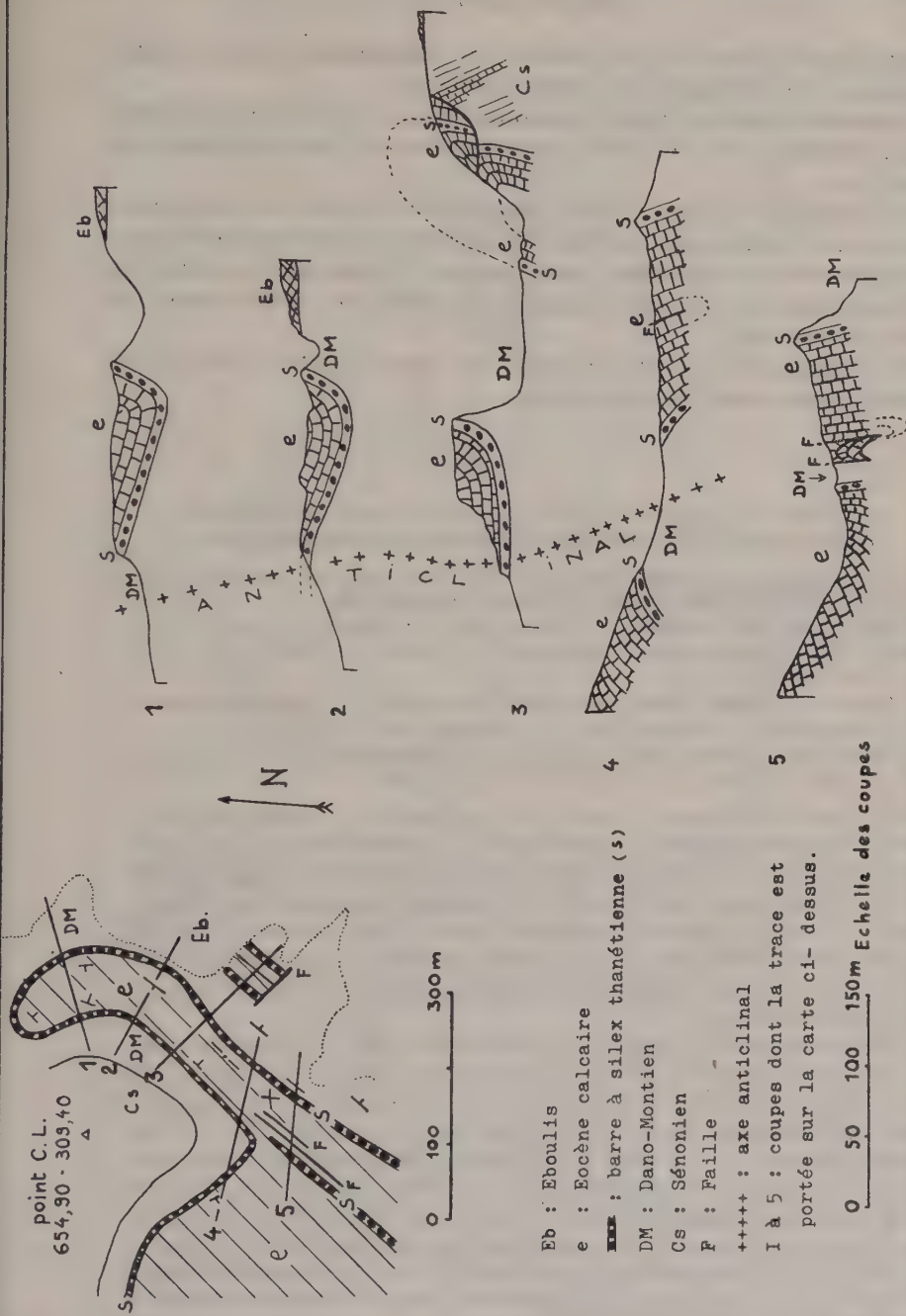


FIG. 106. -- Terminaison orientale de la bande éocène de l'Oued ben Berrhoul (N d'El Hamra, S de Chouf el Guissa).

Du N au S, on observe successivement l'écrasement du synclinal, puis de l'anticlinal voisin. Sur la partie droite de la coupe 3, la série éocène est renversée, plissée en anticlinal, et écaillée.

après l'étude attentive des environs de Mansourah, il me semble important de souligner dès maintenant que :

Le soulèvement du Djebel Mansourah, ou du moins de sa bordure septentrionale, s'est effectuée après la mise en place des lames de l'unité A.

La portion de la lame A₃ affleurant dans la région de Mansourah entre deux bombements qui font apparaître le Sénonien néritique, est logée dans un synclinal post-nappes. Ce synclinal a subi des affaissements sur son bord méridional, avant le soulèvement du Djebel Mansourah.

Par conséquent, on est en droit de penser que les événements se sont passés dans l'ordre suivant.

FIG. 107. — Structure de la région située entre l'Oued ben Berrhoul et l'Oued Freriridj (NNW d'El Hamra, SW de Chouf el Guïassa), pp. 605-606.

Légende commune à la carte et aux coupes : DM : Dano-Montien, ei : Éocène calcaire, em : Éocène moyen (Lutétien supérieur à *O. multicosata*).

Légende de la carte : 1 : faille et contact anormal ; 2 : pendage, horizontalité, verticalité ; 3 : barre glauconieuse du Dano-Montien ; 4 : calcaires à silex situés à la base de l'Éocène calcaire.

Légende des coupes : 1 : boules calcaires du Dano-Montien ; 2 : barre glauconieuse du Dano-Montien ; 3 : calcaires à silex ; 4 : calcaires banaux de l'Éocène.

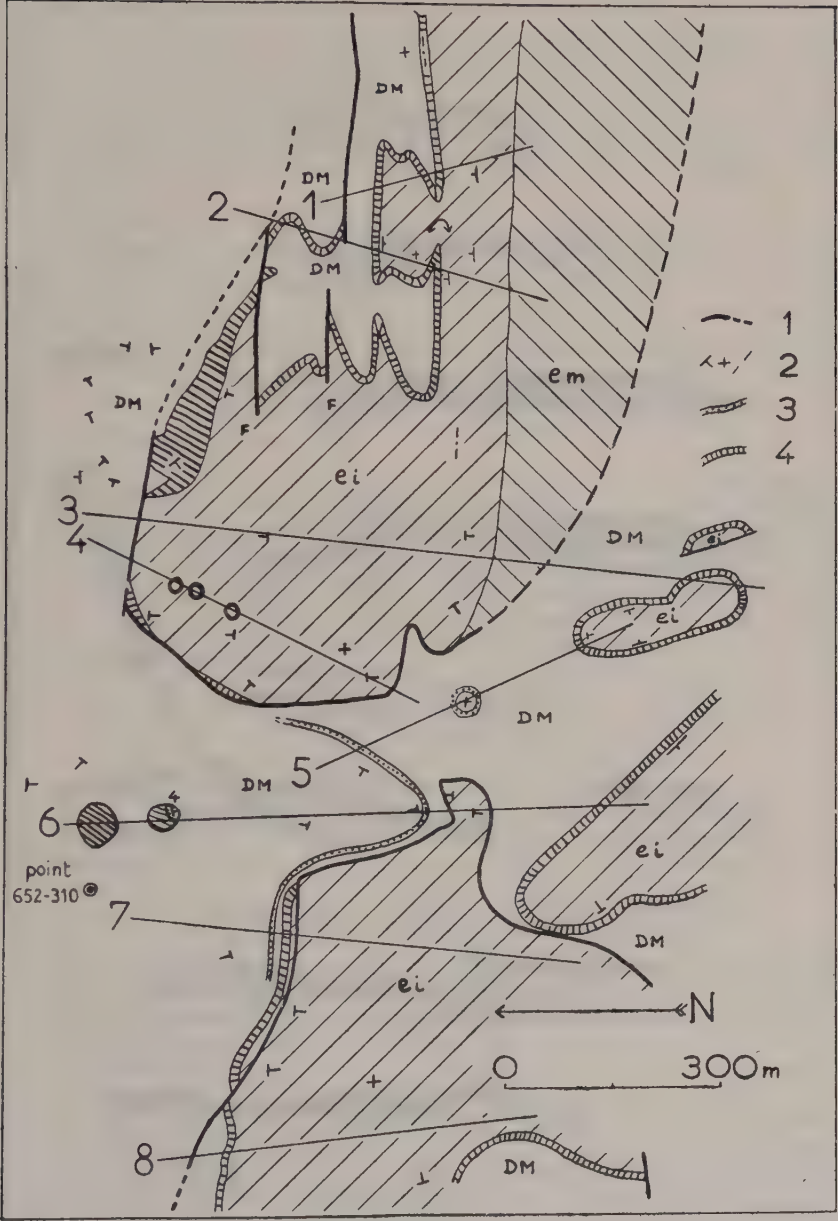
Commentaire : La région étudiée est située à peu de distance au S de la limite A₂-A₃, sur le flanc méridional du bombement Dj - Choukchot - Forêt de Mansourah (v. pl. I).

Les coupes 1 et 2 montrent le renversement vers le S de la bande calcaire éocène, dont la terminaison orientale est étudiée fig. 106. Les replis affectant la barre à silex sont bien visibles immédiatement au S de la coupe 2, le long de l'Oued ben Diass. Sur la coupe 3, le bord N des calcaires éocènes est tranché par un accident qui soulève le Dano-Montien à leur contact ; l'Éocène moyen est recouvert obliquement, vers le S, par le Dano-Montien normalement surmonté par un synclinal d'Éocène.

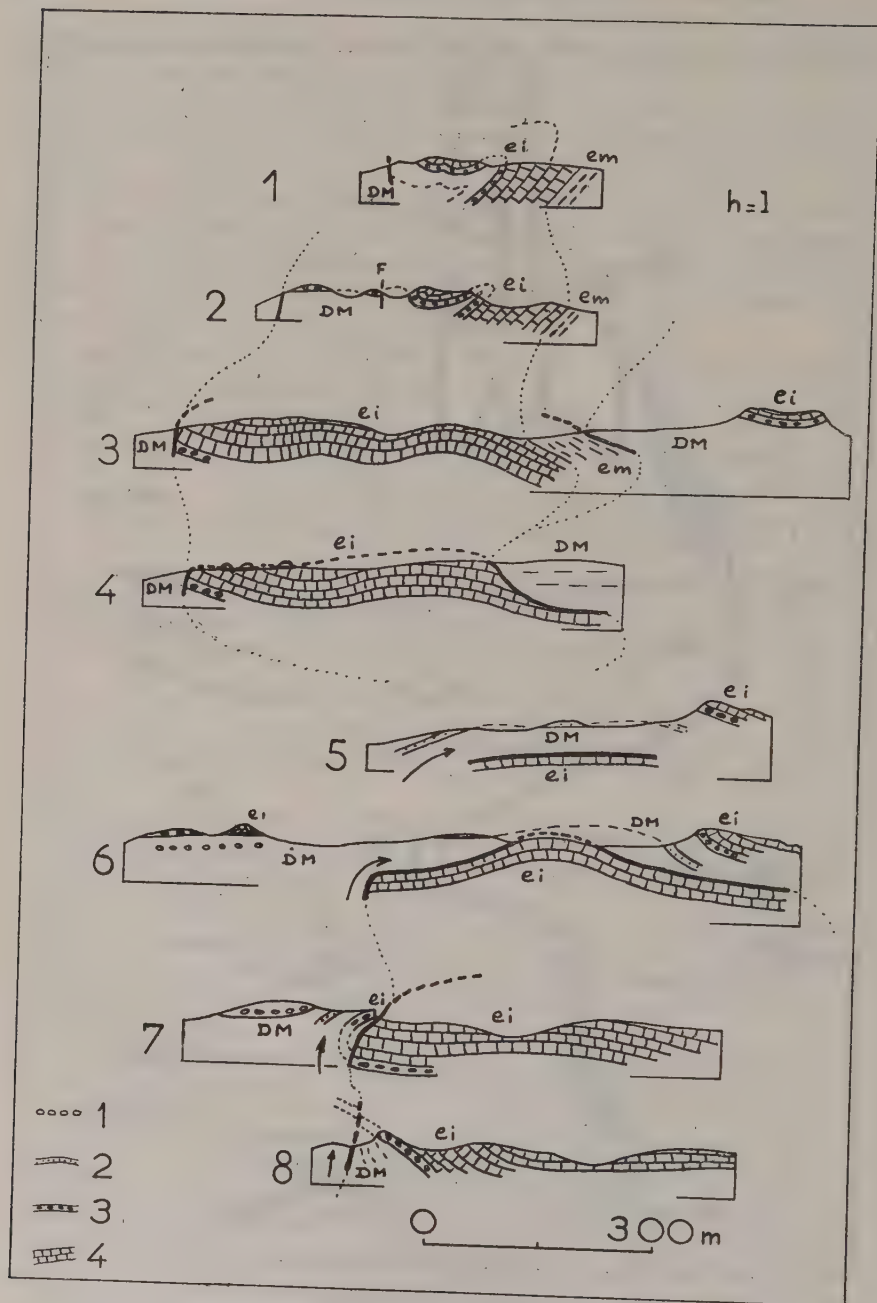
Dans la partie N de la coupe 4, un fait nouveau correspond à la présence de petites klippes de calcaire à silex, posées sur les calcaires éocènes. Entre les coupes 4 et 5, la bande principale de calcaires éocènes disparaît tout entière sous le Dano-Montien, d'apparence normale.

Passons maintenant à la coupe 8, qui montre sur la bordure N de la bande éocène, un soulèvement analogue à celui de la coupe 3. Dans le secteur de la coupe 7, on voit la barre de calcaires à silex, cassée en profondeur et ramenée en surface le long d'un contact. C'est ce qu'exprime la coupe, de façon schématique. Si la barre à silex était transportée plus au S, à la surface des calcaires éocènes, on aurait la même disposition que sur la coupe 4. Enfin, la coupe 6 montre la bande éocène presque entièrement recouverte par le Dano-Montien (c'est par erreur que la barre glauconieuse n'a pas été prolongée dans la partie N de cette coupe, comme sur la coupe 5).

Mon interprétation est la suivante : la bande éocène centrale a été découpée par des failles sur sa bordure N. Un compartiment septentrional, soulevé, est venu la recouvrir. Il a parfois entraîné des blocs de calcaire à silex, qui reposent sur la bande éocène. Le contact anormal est indistinct lorsqu'il passe dans les marnes homogènes du Dano-Montien (partie NE de la carte).



Carte de la figure 107.



Coupes de la figure 107 (v. légende p. 604)

- 1 — glissement des lames de l'unité A, qui viennent recouvrir, suivant une surface peu inclinée, l'autochtone du Djebel Mansourah.
- 2 — bombements déformant les nappes dans la dépression subbibanique. Dislocation, par failles subverticales, des terrains conservés dans les aires synclinales intermédiaires.
- 3 — soulèvement accentué de l'autochtone, qui entraîne les lames de glissement voisines et provoque de nouvelles dislocations.

2. *Secteur de Zitoun* (fig. 109) :

J. Flandrin (1948, pp. 111-112) a décrit et figuré, sous le nom d'Écailles de Zitoun, « deux petites écailles d'Eocène inférieur [qui] pointent à travers les marnes à *O. multicostata* qui bordent elles-mêmes, et chevauchent, le Miocène du Massif de l'Ouenougha ».

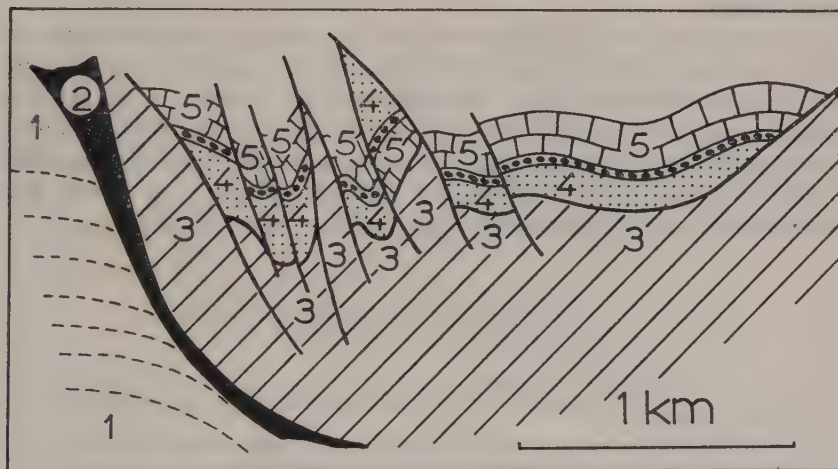


FIG. 108. — Schéma structural indiquant les relations entre autochtone, lames A_1 et A_2 , dans le secteur de Mansourah-les-Biban.

Cette coupe synthétique a pour but de résumer les indications fournies par la planche II, et de donner un exemple des dislocations subies par l'unité A, sur la bordure septentrionale du pays autochtone, et lors du soulèvement de ce dernier.

- 1 : Autochtone du Djebel Mansourah,
- 2 : Miocène de la lame A_1 ,
- 3 : Sénonien néritique de la lame A_2 ,
- 4 : Sénonien « vaseux » et Dano-Montien de la lame A_3 ,
- 5 : Éonummulitique de la lame A_3 .

Lors de la mise en place de l'unité A, les termes 1 à 5 formaient un empilement régulier, tel qu'il apparaît, encore aujourd'hui, dans les régions voisines.

Puis s'est dessinée une ondulation synclinale, dans laquelle l'Éonummulitique calcaire s'est divisé en lanières, jouant en touches de piano. La surrection définitive du Djebel Mansourah a provoqué le soulèvement de la bordure méridionale de l'aire synclinale disloquée.

Ces écaïlles sont, en réalité, plantées dans le Sénonien (marnes grises et boules calcaires). L'ensemble repose vers le S sur des marnes bleu-noirâtres et bancs sombres du Miocène, intercalées de lentilles de Lutétien supérieur. Le Miocène sombre est à son tour plaqué contre le Miocène autochtone.

Cette structure peut être bien observée sur les berges de l'oued situé à l'W des écaïlles éocènes.

Au NW des écaïlles, une lentille de marnes sombre du Miocène est fichée dans le Sénonien « bathyal ».

A ENE de Zitoun, près d'El Merdja, le Lutétien supérieur s'intercale, près du contact avec l'autochtone, de plusieurs bandes miocènes sombres. Le tout est fortement redressé et c'est le Miocène sombre qui, là encore, arrive au contact direct des bancs autochtones.

On voit ainsi que le soulèvement de l'autochtone a provoqué, en divers points de la bordure méridionale des nappes, un violent écaillage, auquel participent les terrains des lames A₁, A₂, et A₃. Mais il faut noter que certaines « écaïlles » sénoniennes ou éocènes, apparaissant au sein des couches miocènes, peuvent représenter d'anciennes klippes sédimentaires qui ont joué, au cours des mouvements post-nappes, dans leur matrice miocène plastique.

FIG. 109. — Les écaïlles de Zitoun (feuille Mansourah, aux abords de C.L. 647,9 - 302,4).

Sur les deux coupes, le N est à gauche.

Coupe 1 : Cette figure composite est en réalité une vue-coupe, qui rassemble les observations faites en :

- A : sur la côte, plus ou moins couverte de limons, ou affleurent les écaïlles ;
- B : sur la rive droite de l'Oued passant à l'W des écaïlles ;
- C : à l'W de l'Oued précédent ;
- D (en haut) : sur la rive gauche du ravin passant à l'E de l'écaïlle principale 7.

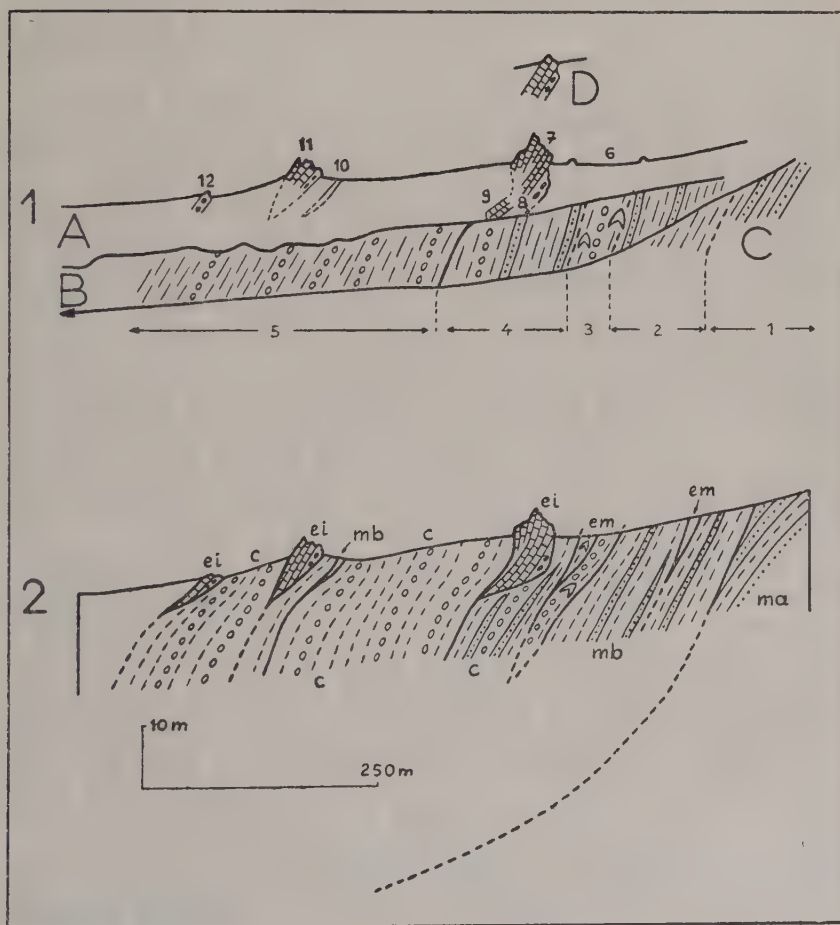
Légende : 1 : Miocène autochtone ; 2 : Miocène de la lame A₁, formé de marnes sombres bleu-noirâtres et de bancs glauconieux ; 3 : Lutétien supérieur : marnes gris-jaune clair, gypseuses, avec boules et lentilles calcaires à patine blanche ; 4 : Miocène identique à 2, puis marnes grises à boules calcaires blanches identiques à celles de 5 ; 5 : Sénonien, formé de marnes grises et de rangs de boules calcaires blanches ; 6 : boules calcaires et blocs à Thersités, du Lutétien supérieur ; 7 : calcaires éocènes avec bancs à rognons de silex noirs ; 8 : Sénonien identique à 5 ; 9 : calcaires éocènes sans silex ; 10 : grès probablement miocène ; 11 et 12 : calcaires éocènes, avec silex.

Coupe 2 : Interprétation régionale, avec c : Sénonien ; ei : Éocène inférieur ; em : Éocène moyen (Lutétien supérieur) ; ma : Miocène inférieur autochtone ; mb : Miocène inférieur de la lame A₁. En tirets, au-dessous de la coupe : allure probable du contact anormal séparant l'autochtone et l'allochtone.

Nota : Sous la principale écaïlle de calcaires éocènes, le symbole c se rapporte à une bande comprenant du Sénonien (dans sa partie gauche) et du Miocène mb (dans sa partie droite).

4^o Le problème de l'Éocène bordant la chaîne des Azerou (fig. 41, 114, 115 et pl. IV) :

Sur le bord oriental du chaînon d'Azrou el Kebir, apparaissent plusieurs affleurements éocènes présentant le faciès de Mansourah (pp. 358-362). En se dirigeant du N au S, on rencontre tout d'abord un anticlinal dont le cœur est constitué de Lutétien inférieur, les flancs d'Éocène inférieur enveloppé de Dano-Montien ou de Séno-nien supérieur. Le pli affecte par conséquent une série renversée. C'est un « anticlinal de nappe ». Dans le détail, on remarque sur



le flanc W de beaux affleurements dano-montiens, alors que la même série de transition crétacico-éocène est très réduite ou même absente sur le flanc E. Ce dernier recèle donc une discontinuité, qui ne peut guère s'expliquer par une lacune stratigraphique, car la formation dano-montienne ne fait jamais complètement défaut dans la même zone de faciès de l'Éocène. J'estime en conséquence que la discontinuité est d'origine mécanique. L'anticlinal éocène offre une allure amygdalaire : Après un abaissement d'axe, et par delà une petite faille qui affecte aussi l'arête rocheuse d'Azrou el Kebir, le Lutétien inférieur réapparaît au cœur de l'anticlinal, qui se prolonge vers le S. Malgré les formations superficielles, on note que la structure se prolonge jusqu'au niveau de la terminaison méridionale d'Azrou el Kebir. Au N de Mechta el Mergade apparaît un nouveau repli anticlinal dans l'Éocène renversé, puis on observe, au pied d'une vaste grotte, un affleurement plus vaste d'Éocène disloqué, mais encore renversé dans son ensemble. Ces divers affleurements éocènes, localement ourlés de Dano-Montien, sont bordés par des niveaux différents du Sénonien déversé ou renversé, qui forme le flanc W de l'anticlinal de Mzita. C'est une nouvelle preuve de l'existence d'une discontinuité et de l'indépendance tectonique entre Sénonien et Éocène.

Sur les bordures E et S du chaînon d'Azrou Srrhir, le même Éocène, en situation inverse, forme des chicots isolés, puis un anticlinal (fig. 115). Le flanc méridional du pli est très régulier malgré une torsion locale, tandis que la flanc N présente des dislocations, bien visibles au niveau des calcaires à silex thanétiens. Au S, et, structuralement, au-dessus de l'Éocène, les couches du Sénonien supérieur sont contournées, repliées, disloquées. Non loin de là affleure le Coniacien-Santonien (v. p. 263, § 8°).

Il apparaît ainsi, à l'échelle régionale, que l'Éocène situé en bordure des Azerou est structuralement indépendant du Sénonien environnant. D'autre part, on constate que l'Éocène d'Azrou Srrhir ne se trouve qu'à moins de 2 km de l'Éocène renversé de Draa el Onk, qui fait partie intégrante de la lame A₃. Si l'on admet que l'Éocène bordant les Azerou appartient à A₄, on doit considérer celle-ci comme formée de terrains renversés sur 8 km du NNE (pied oriental d'Azrou el Kebir) au SSW (Draa el Onk). Or, il semble difficile d'imaginer un flanc inverse déroulé sur une telle distance. Je verrais plutôt les affleurements éocènes des Azerou comme des lambeaux distincts, détachés successivement du Sénonien en voie de glissement vers le S, et recouverts progressi-

vement par le même Sénonien. Le Sénonien constituerait ainsi, à lui seul, la lame A₄, en retard tectonique sur la lame A₃. Dans cette optique, l'Éocène des Azerou devrait être inclus dans la lame A₃. Si cette solution semblait incomplètement justifiée, on devrait toutefois admettre une disharmonie au niveau du Dano-Montien et un laminage local de cette formation. Ce serait dire qu'un début de diversification entre A₃ et A₄ s'opère en bordure des Azerou. Les deux interprétations sont génétiquement proches l'une de l'autre et s'intègrent avec la même facilité dans le schéma évolutif. On peut donc admettre, pour simplifier l'exposé, que l'Éocène des Azerou appartient bien à la lame A₃.

5° **Limite entre A₃ et A₄** (v. pl. IV) :

- La lame A₃, qui vient d'être étudiée, était caractérisée par
- sa composition : présence dominante ou exclusive de Dano-Montien et d'Eonummulitique sous le faciès de Mansourah ;
 - sa structure généralement très complexe.

Sur la feuille Mansourah, cette bande entre en contact, au N, avec une zone d'affleurements sénoniens de structure beaucoup plus simple. Lorsque les calcaires éocènes francs butent contre le Sénonien, le contact anormal est évident. Mais, en bien des cas, c'est le Dano-Montien qui se juxtapose au Sénonien. On pourrait admettre localement une succession normale entre ces deux terrains. Je donnerai donc quelques détails concernant le repérage du contact anormal choisi comme limite entre A₃ et A₄.

Au voisinage de la gare de Mzita, sur la rive gauche de l'Oued Khar Khar et au N du Dj. Dima, le Sénonien supérieur et le Dano-Montien situés au S de l'accident viennent au contact de divers niveaux sénoniens de l'anticlinal de Mzita. La limite est peu nette dans le détail, mais apparaît bien à petite échelle.

Elle redevient évidente au NW du Dj. Dima, vers le point C.L. 649, 70 - 314, 30, le long de la piste d'Harraza. Une longue bande calcaire sénonienne, de direction générale NS, passant au pied d'Azrou el Kebir et à l'W du Kat Djebessa, et d'épaisseur variable, subit une brusque torsion et s'arrête au contact du Dano-Montien.

Entre Draa Bourkaba et Erbadgi, le contact, assez redressé, peut être décelé grâce aux différences de teintes des marnes. Sur le flanc NW du pli d'Erbadgi, il tranche la série calcaire éocène renversée (fig. 93).

Au-delà, le contact traverse à nouveau la piste d'Harraza, mais devient moins évident, car le Dano-Montien voisine avec le Sénonien supérieur. Jusqu'au S de Feid ben Chenah, le Dano-Montien disloqué rencontre à divers niveaux une série sénonienne de structure simple.

Sur le flanc N du Dj. Choukchot, les différences de structure sont toujours nettes entre les deux bandes tectoniques. Le Dano-Montien subit des variations d'épaisseur. De plus, le Sénonien arrive souvent au contact direct de l'Eonummulitique.

Sur la feuille Oued Okris, je n'ai pu reconnaître, au cours d'explorations trop rapides, la structure intime du Sénonien. Je ne figure donc pas le contact au-delà de Ras el Kramis, et considère par là même que les lames A₃ et A₄ forment, au SW de ce point, un complexe indivisible.

6° Caractères généraux de la lame A₄ :

Structuralement, la lame A₄ est caractérisée par de vastes plis, témoignant d'une architecture beaucoup plus simple que les précédentes lames de l'unité A. Dans la partie méridionale de la lame, des plis tendent à se disposer parallèlement aux bombements de la zone subbibanique, et par conséquent aux limites mutuelles des lames A₁, A₂, A₃, B₁, et de l'unité C. Dans sa partie septentrionale, les couches offrent généralement une direction oblique à la chaîne des Biban, et montrent un parallélisme plus ou moins marqué avec la chaîne des Azerou.

D'autre part, la lame A₄ peut être considérée comme l'arrière pays de la lame A₃, qu'elle chevauche. Mais elle n'est pas toujours distincte de cette même lame A₃, et forme localement avec celle-ci un complexe indivisible. Au S des Portes de Fer, c'est -à-dire sur sa bordure septentrionale, elle est à son tour chevauchée par la zone bibanique, mais cette disposition a été réalisée secondairement et s'accompagne du déversement de l'anticlinal des Portes de Fer. Lorsque le déversement ne s'est pas manifesté, par exemple dans le secteur de Beni Ouagag, on voit A₄ recouvrir, par l'intermédiaire d'une zone disloquée, le flanc S de la zone bibanique. Dans la zone subbibanique, en vertu des relais de lames tectoniques, A₄ est recouverte, suivant les points, par les unités B ou C, et peut reposer directement sur A₁ - A₂, sans interposition de la lame A₃.

Stratigraphiquement, la lame A₄ est formée de Sénonien vaseux, dont l'étude régionale détaillée est consignée ci-dessus (p. 250).

Les affleurements éocènes qui paraissent, çà et là, enclavés dans la lame A₄, montrent en réalité une indépendance tectonique — surtout nette à l'échelle régionale — à l'égard du Sénonien environnant. C'est le cas pour l'Eocène des Azerou, envisagé ci-dessus p. 609, pour l'Eocène du Bled Hazazgour et de Mansourah. On peut considérer, au moins provisoirement, et dans un but de simplification, que tout cet Eocène appartient à la lame A₃.

7° Étude régionale de la lame A₄ :

La lame A₄ se développe largement dans la dépression de Mzita-Portes de Fer, qui sépare la chaîne des Biban *s. str.*, les massifs d'Harraza et de Mzita. De même, elle est bien visible dans la haute vallée de l'oued Mzita. Mais elle affleure beaucoup moins bien sur les flancs méridionaux des massifs « medjaniens », où elle est masquée par des lames appartenant aux unités B et C.

Constituée de Sénonien vaseux, la lame A₄ n'offre pas une structure facilement déchiffrable dans les secteurs où règnent les marnes sombres mal stratifiées. Elle présente au contraire des lignes directrices extrêmement nettes lorsque apparaissent des barres calcaires.

a. Au S de la chaîne des Biban *s. str.*

Au N du contact anormal, précédemment reconnu, qui sépare les lames A₃ et A₄, on observe successivement d'W en E :

1 — Une aire sénonienne, qui s'étend du secteur de Sidi ben Daoud au pied W d'Azrou el Kebir. Autour de Sidi ben Daoud, de nombreuses intercalations calcaires permettent d'analyser facilement la structure. On reconnaît ainsi plusieurs anticlinaux, d'axe WSW-ENE à W-E, qui se relaient du SW au NE. Sur leurs flancs septentrionaux, les couches plongent normalement et tendent à se disposer parallèlement à la limite commune des unités A et C. Sur leurs flancs méridionaux, ces anticlinaux montrent un net déversement, et viennent successivement au contact d'une bande continue de Dano-Montien qui appartient à la lame A₃ (v. pl. IV).

On sait déjà (fig. 68) que la lame triasique supportant l'unité C est actuellement redressée sur le bord méridional du massif d'Harraza - Dj. bou Zid. Cette disposition témoigne du soulèvement post-nappes du Djebel Choukhot, et l'on peut en déduire que la lame A₄ a subi elle-même, dans le

secteur de Sidi ben Daoud, un soulèvement postérieur à sa mise en place, soulèvement d'ensemble accentuant le plongement des couches vers le N.

C'est ainsi qu'apparaissent, le long de l'O. el Aoub, dans la partie méridionale de l'aire sénonienne, des marnes sombres qui semblent appartenir aux niveaux les plus anciens de la série. Les autres anticlinaux peuvent donc être considérés comme des replis sur le flanc N d'un vaste anticlinal, dans l'axe duquel apparaissent ces marnes sombres. On peut dès lors parler d'anticlinorium déversé au S.

Toutefois, on a vu (p. 267) que les marnes sombres recélaient une microfaune plus récente (?) que les couches structuralement plus élevées. Il en résulterait que les plis décrits ci-dessus affectent une série renversée. Mais les observations de terrain rendent cette dernière interprétation fort improbable.

Entre le secteur précédent et le chaînon d'Azrou Srhir, les couches à dominante marneuse du Sénonien règnent sur de vastes étendues, et les formations superficielles (alluvions fluviales, revêtements limoneux des pédiments) masquent bien souvent tous les terrains en place, à l'exception des berges abruptes des oueds. Grâce à quelques bancs calcaires isolés, et à quelques épaisses lentilles de calcaires à Inocérames, les faits suivants peuvent cependant être notés :

Le flanc N de l'anticlinal septentrional du secteur de Sidi ben Daoud se développe longuement, et présente des pendages de 20 à 50°. Entre El Kraloua et Feid ben Chenah (v. pl. IV) c'est-à-dire le long de la piste d'Harraza (p. 266), affleure une série allant du Coniacien au Maestrichtien, et qui semble être affectée d'un repli anticlinal. L'épaisse barre de calcaires à Inocérames de Feid ben Chenah, d'âge santorien, ne réapparaît pas au NW, ce qui témoigne de son allure lenticulaire.

Au N de la piste d'Harraza, les couches plongent très généralement vers le N ou le NW, sous des angles très variables. Sans doute existe-t-il encore ici de multiples replis, analogues à ceux qui apparaissent au voisinage d'Azrou Srhir.

Entre Azrou Srhir, Azrou el Kebir et la chaîne des Biban, on observe en effet un synclinal sénonien compliqué d'ondulations locales. Au-dessus du Cénomano-Turonien du Dj. Timekhrir, dont les couches plongent fortement vers le S et se déversent plus à l'E (à l'approche de Bab el Kebir), on note de vastes affleurements de Coniacien et de Santorien. Le Sénonien supérieur apparaît en divers points, révélé par la microfaune. Les divers étages du Sénonien arrivent au contact de l'Albien supérieur-Vraconien de la chaîne des Azerou. Au NE et au S d'Azrou Srhir, la même série du Crétacé supérieur vient s'appuyer contre le flanc W de l'anticlinal

de Mzita. On pourrait donc la considérer comme partie intégrante du flanc inverse de cet anticlinal. Mais on serait alors conduit, de proche en proche, à prolonger ce pli jusque vers Sidi ben Daoud.

J'incline à penser, tout au contraire, que l'aire sénonienne décrite dans les paragraphes précédents recèle des discontinuités. L'une d'elles, extrêmement probable, prolongerait vers l'W le contact anormal décrit à l'extrémité septentrionale d'Azrou el Kebir, contact séparant la lame A₄ et la zone bibanique.

2. *l'anticlinal de Mzita* (v. coupes pp. 259-262, pl. IV et fig. 63, 110, 148).

A l'E de la région qui vient d'être décrite s'étend un vaste pli anticlinal, que j'ai déjà fait connaître en diverses publications (Caire A. 1951b, 1952a, 1954a.)

Son flanc oriental, qui se développe jusqu'aux abords de la gare de Mzita, est le plus facile à étudier, car il contient une épaisse barre campanienne de calcaires à Inocérames. Cette dernière est

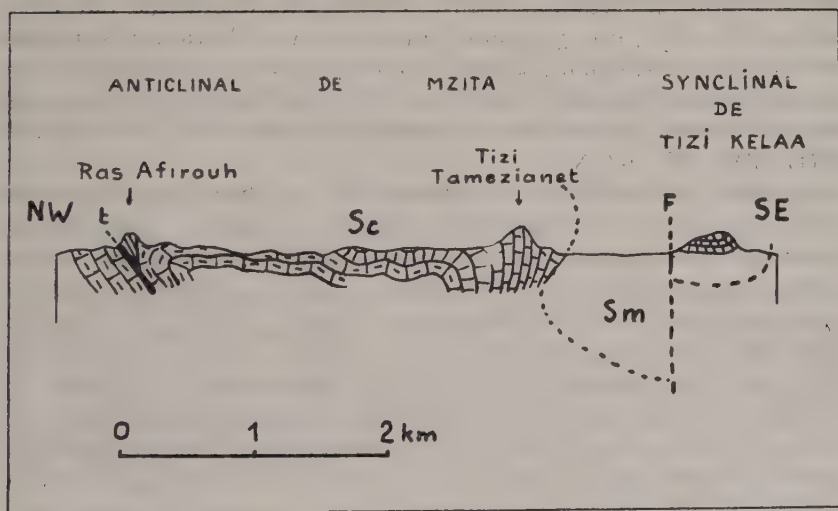


FIG. 110. — Coupe schématique à travers l'anticlinal de Mzita et le synclinal de Tizi Kelaa.

On note en particulier le renversement du flanc NW de l'anticlinal de Mzita, la situation de la lame triasique passant au pied de l'écaille de Ras Afirouh, le déversement de la barre de Tizi Tamezianet, la dissymétrie du synclinal de Tizi Kelaa.

Sc : Sénonien banal de la lame A₄, avec marnes, calcaires marneux et calcaires à Inocérames ; Sm : marnes sombres, homogènes, du Sénonien supérieur.

traversée par la route nationale à 1 km NNW de la gare. A l'W de la route, la barre calcaire dessine une terminaison périclinale, bien visible au voisinage de la piste d'Harraza, et subit un déversement progressif. On passe ainsi au flanc W de l'anticlinal, où la barre calcaire cesse d'être visible dès qu'apparaît la lame triasique du K^{at} Djebessa (K^{at} Djibassa, Dj. mta el Djibassa). Mais les couches sénoniennes superposées à la barre calcaire permettent de suivre l'évolution du pli, dans la région déprimée qui s'étend à l'W du K^{at} Djebessa. A l'E de la route nationale, la barre calcaire, en position normale le long de la crête de Tasfaïet Lalla oum el Kreir, et de Tasfaïet el Irz, se déverse à Tizi Tamezianet (pl. IV). Plus loin, et jusqu'au delà de l'Oued el Arba, sur une distance de plus de 8 km, les couches sont déversées ou, plus rarement, verticales. Elles forment une ligne de crêtes jalonnée par Ich Makrlouf, Tassefaret (sur la feuille Mansourah), Tessagout, Azerou Tesgoua (sur la feuille Beni Mansour) et le Dj. Assa (sur la feuille Bordj Boni). Enfin, la barre calcaire redevient normale au N de l'Oued el Arba, avant de disparaître sous le Trias de Taourirt Essegaden. Au S d'Azerou Tesgoua, elle est légèrement décrochée par deux failles SW - NE, qui séparent l'anticlinal de Mzita du synclinal de Tizi Kelaa. En plan, la barre calcaire que l'on vient de suivre depuis la route nationale subit une série de torsions qui l'amènent successivement à prendre les directions SW - NE, S - N, WSW - ENE, SW - NE, S - N.

Le cœur de l'anticlinal est formé de couches essentiellement marneuses, et les intercalations calcaires, d'ailleurs lenticulaires, n'arrivent pas toujours à percer les dépôts superficiels. Sur la feuille Mansourah, c'est-à-dire dans la partie méridionale du pli, l'axe anticlinal peut être facilement repéré. Il suit, à l'W de la route nationale, une direction S - N à SSW - NNE. A l'E de la route, et principalement au N de Tizi Tamezianet, il se dirige de l'WSW à l'ENE. Sur la feuille Beni Mansour apparaissent des replis, et les couches ne présentent généralement que des pendages faibles. Le pays est très recouvert, ce qui ne permet pas de reconnaître tous les détails structuraux.

Le flanc occidental offre des particularités qui rendent son étude délicate. Il est en effet traversé par des lames triasiques (étudiées ci-dessous, p. 620) qui ont permis un jeu relatif plus ou moins ample des terrains sénoniens situés sur leur bordures. C'est près de l'extrémité méridionale de l'anticlinal, où le Trias n'est pas encore apparu en surface, que l'on peut le mieux étudier le passage

du flanc E au flanc W. Au S du K^{at} Djebessa, les couches immédiatement supérieures à la barre calcaire précédemment décrite, se renversent et leur pendage s'abaisse jusqu'à 20°. De là, on peut suivre les bancs sénoniens vers le N, jusqu'au pied méridional et oriental d'Azrou el Kebir. Plusieurs replis font apparaître le Coniacien-Santonien sous le Campanien-Maestrichtien (v. pp. 263-265 : Entre Azrou Srhir et la lame triasique du K^{at} Djebessa ; Entre Azrou el Kebir et Azrou Srhir, et p. 259 : A l'E de l'Azrou el Kebir). Au N de Ras Afirouh et d'El Guantra, les couches prennent une direction SW - NE, et arrivent au contact du Sénonien qui constitue le flanc méridional de l'unité des Portes de Fer. La discontinuité observée plus à l'W entre lame A₄ et zone bibanique est difficile à déceler dans ce dernier secteur. Il en est de même sur les rives de l'Oued Boukton, c'est-à-dire dans la partie septentrionale de l'anticlinal de Mzita. Mais lorsqu'on considère la structure d'ensemble de cet anticlinal, de direction générale SW - NE, et de la bordure méridionale de la zone bibanique, où les couches s'allongent d'W en E, on est conduit à envisager l'existence d'un contact anormal entre ces deux unités structurales.

Si l'on revient un instant sur le flanc W, on notera que le Sénonien semble recouvert, de prime abord en succession normale, par l'Éocène de la chaîne des Azerou, toute la série témoignant de déversements ou de renversements plus ou moins accentués. Mais on a vu (p. 609) que cet Éocène devait appartenir à la lame A₃.

3. *le synclinal de Tizi Kelaa.*

Au NE de la gare de Mzita, dans le Bled Tagorart (v. p. 262), se développe une épaisse série de marnes sombres maestrichtiennes, d'où émergent les calcaires à Inocérames formant le synclinal de Tizi Kelaa. Bordé à l'W par l'une des failles d'Azerou Tesgoua, précédemment citée, ce synclinal offre une dissymétrie accentuée dans sa partie méridionale. Son flanc oriental est constitué de couches verticales ou déversées, de direction SW - NE. Il passe à Tizi Erkanni, à l'W d'Arbea et se prolonge vers Irhil, avant de disparaître sous le Trias. La partie axiale du pli est découpée par de petites failles dans le secteur de Tizi Kelaa. Son flanc W, qui peut être considéré comme le flanc E de l'anticlinal de Mzita, est coupé en oblique par la faille d'Azerou Tesgoua, à l'W d'Arbea.

Il ressort des précédentes descriptions que l'anticlinal de Mzita et le synclinal de Tizi Kelaa disparaissent, vers le NE, sous le

Trias. Ce dernier forme un amas qui supporte des lambeaux appartenant aux unités B et C.

b. Au S et au SE du Djebel Mzita.

Au SE du synclinal de Tizi Kelaa, la lame A₄ est complètement masquée par les unités B et C. Elle réapparaît sur les pentes méridionales du Djebel Mzita, mais son extension méridienne est beaucoup plus réduite que dans les régions précédemment décrites.

Entre le Dj. en Nador et Ras bel Ouahad, le Sénonien « vaseux » plonge régulièrement vers le N. Dans le secteur du Bled Hazazgour apparaissent des affleurements éocènes qui constituent un lambeau de la lame A₃. On ne distingue pas toujours le contact anormal séparant l'Éocène, ou le Dano-Montien, du Sénonien environnant. Bien que la structure régionale conduise à affirmer l'existence d'un tel contact, on pourrait se croire en présence d'une zone de passage entre A₃ et A₄. Il en est de même dans le secteur de Mansourah, où rien n'empêche d'envisager l'existence d'un complexe local, comprenant les deux lames supérieures de l'unité A.

Au S et à l'E du Bled Hazazgour (secteurs de Draa Sliet, Bled Farciou, Bled oum Yahia) le Sénonien, sous les faciès monotones de la piste de Sidi Makhlouf (v. p. 242 : Itinéraire de Sidi Makhlouf, divisions 1 à 8), plonge au N ou au NW sous des angles de 20 à 70°. A l'E de la piste, dans la dépression de l'Oued Mzita et de ses hauts tributaires, de faibles replis n'arrivent pas à perturber le régime structural observé plus à l'W. Le même plongement d'ensemble vers le N, sous des angles variés, contribue à la monotonie de cette portion de la lame A₄.

J'ai déjà discuté (p. 243) la signification de la lentille sénonienne à faciès néritique intercalée, au SW de Zennouna, dans le Sénonien vaseux de A₄. Au delà du secteur de Zennouna, vers l'E, la lame A₄ est de nouveau recouverte par l'unité B.

c. Le complexe A₃ - A₄ à l'E de Mansourah.

A l'E de Mansourah, le Sénonien « vaseux » affleure à peu près seul sur le flanc septentrional du bombement Mansourah - Er Baha. L'absence d'Éocène ne permet donc pas de distinguer une lame A₃ et l'on se trouve en présence d'un complexe A₃ - A₄.

Près de la terminaison orientale du bombement, j'ai déjà signalé, sur le flanc N de ce dernier, l'esquille éocène du point C.L. 668,25 -

311,35. C'est un jalon très important, car il représente, dans le secteur de Zennouna, le seul témoin de la lame A_3 , laminée entre le Miocène de la lame A_1 et le Sénonien de la lame A_4 . Sur le flanc S du bombement, l'Éocène affleure beaucoup plus largement, à l'W de Teniet el Merdja¹. Il s'y trouve mêlé, dans un désordre tectonique accentué, au Sénonien nérétique de la lame A_1 . Il a dû se mettre en place alors que le bombement de Mansourah-Er Baha était déjà ébauché. La lame A_3 aurait ainsi arraché et se serait incorporé des fragments du complexe A_{1-2} , sur le flanc S du bombement.

8° Relations entre la lame A_4 et la zone bibanique :

Pour conserver une succession logique dans le cours des développements analytiques, il est nécessaire d'envisager rapidement les rapports entre la lame A_4 et le Sénonien qui constitue le flanc méridional de l'unité des Portes de Fer. Ces relations ne pourront être complètement élucidées qu'après l'étude de la zone bibanique.

On verra plus loin qu'il existe un contact anormal, de signification locale, entre l'extrémité N de la chaîne des Azerou et le Sénonien déversé des Portes de Fer. Ce contact doit se prolonger à l'W et à l'E, mais les difficultés d'observation ne permettent pas de le localiser avec précision de part et d'autre d'Azrou el Kebir.

En longeant le pied méridional de la chaîne des Biban, on atteint, à l'W de la région des Azerou, le secteur de Beni Ouagag, où cesse le déversement du Cénomaniens bibanique. Au S du marabout Sidi Salem, on voit alors le Sénonien inférieur de la zone bibanique plongeant normalement et régulièrement vers le S. A un certain niveau, les marnes et calcaires de cette série sénonienne se rebroussement, se contournent capricieusement et se disloquent (fig. 128). Puis les complications s'atténuent et cessent lorsqu'on s'élève encore dans la série. Marnes et calcaires offrent à nouveau une disposition tranquille, et présentent le même pendage que les niveaux inférieurs à la zone disloquée. Cette dernière correspond,

1. C'est le lieu de rappeler que J. Savornin (1906c) admet une extension beaucoup trop vaste du Lutétien supérieur sur la feuille Bordj-bou-Arréridj. Ce terrain a été confondu avec le Miocène inférieur de la lame A_1 entre Mansourah et Aine Defla, le long de la route nationale et à ses abords. La même confusion a été faite dans la région d'El Achir, au S de la route nationale. D'autre part, les deux affleurements de calcaire à silex observés par J. Savornin (1906c) au NNW d'El Achir, et rapportés à l'Éocène par le même auteur, représentent deux lambeaux de « Turonien » à silex de la zone bibanique, transportés à la base de la lame B_1 .

à mon avis, à un niveau de décollement, qui a permis le glissement de la majeure partie du Sénonien bibanique, au-dessus du Sénonien basal resté solidaire de la zone bibanique. La masse glissée correspondrait à la lame A₄.

Des faits analogues peuvent être observés dans le secteur de Tizi Gamden (autour de C.L. 642,50 - 320,00).

Au N des Azerou, et plus généralement tout au long de la partie déversée de la bordure bibanique, c'est-à-dire, pratiquement, le long de la chaîne des Biban *s. str.*, on observe encore des disharmonies locales dans le Sénonien inférieur. Mais le niveau principal du décollement semble être masqué par le recouvrement de la zone bibanique. Ce recouvrement, accompagnant le déversement des couches, se produirait le long du contact anormal décelé à l'extrémité N de la chaîne des Azerou.

9° Le Trias contenu dans la lame A₄ :

Le flanc inverse de l'anticlinal de Mzita contient plusieurs lames triasiques. L'une d'elles, qui passe au K^{at} Djebessa, est, sur une assez grande distance, presque « interstratifiée » dans le Sénonien. Elle a été reconnue en partie et sommairement décrite par J. Savornin (1920a, pp. 105 -106) puis j'ai donné, à son sujet, un certain nombre d'indications (Caire A, 1951a, b ; 1952a, b ; 1953a ; 1954a).

Elle peut être facilement étudiée aux abords de la route nationale, en suivant les instructions de mon guide (Caire A. 1952a, pp. 25 - 35, fig. 4 à 7). Dans le présent mémoire, on consultera à son sujet les figures 7, 8, 12, 110, 111, 112, 114 et la pl. IV.

a. *Lame triasique du K^{at} Djebessa (K^{at} Djibassa, Dj. mta el Djibassa) :* (feuilles Mansourah et Beni Mansour).

Cette lame débute au voisinage du point où s'effectue la torsion des couches sénoniennes indiquant le passage du flanc E au flanc W déversé, de l'anticlinal de Mzita (C.L. 650,45 - 315,10). Tout d'abord, elle se situe un peu obliquement aux couches, puis elle subit elle-même une torsion qui l'amène dans une position presque « interstratifiée » au sein de marnes et calcaires sénoniens, stratigraphiquement inférieurs à une barre de calcaires à Inocérames.

Immédiatement au S des Fours à plâtre de Mzita, la lame triasique se renfle en une grosse lentille, essentiellement gypseuse. La barre à Inocérames, après quelques faibles dislocations, passe

sous la lame triasique. et réapparaît dans la dépression des Fours à plâtre, où elle s'appauvrit en calcaires. Au N de la même dépression la lame offre un pendage assez faible. Elle détache vers l'W un lambeau exigu qui forme le « chapeau » du K^{at} Djebessa (fig. 7 et 8, pl. IV).

Sous une inclinaison toujours faible, elle file vers le N, parfois réduite en affleurement à un mince liseré, et atteint la berge de l'Oued Tazotta. Sur tout ce parcours, elle est couverte de Sénonien

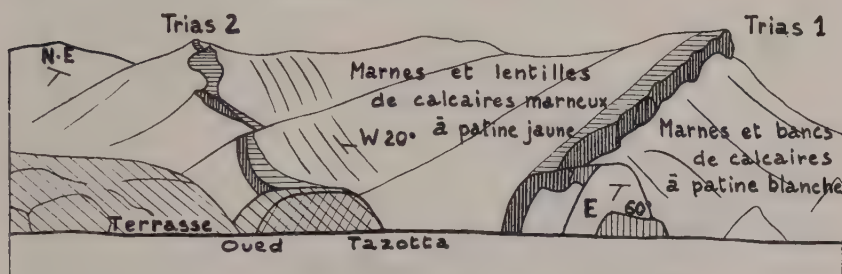


FIG. 111. — Vue de la berge de l'Oued Tazotta.

Le point de vue est situé sur la route nationale d'Alger à Constantine, au point C.L. 650,30 - 318,05.

La lame triasique du K^{at} Djebessa, souvent « interstratifiée » dans le Sénonien, apparaît ici (Trias 1) en « filon de travers-bancs ». De cette lame se détache un « filon couche » (Trias 2) qui se coince à peu de distance au S de la berge. Cette figure peut être comparée à celle de J. Savornin (1920a, fig. 21, p. 106).

aux teintes jaunes et rouges, qui offre un bon exemple des transformations dues au voisinage du Trias. Sur la rive S de l'Oued Tazotta, un diverticule triasique se détache de la lame principale, et se dispose parallèlement aux couches sénoniennes (Caire A. 1952a et fig. 111). Au delà, vers le N, la lame disparaît sous les alluvions fluviales, mais réapparaît en deux points dans le lit de l'Oued Tazotta (fig. 114) avant d'émerger dans la tranchée du chemin de Fer. Sur ce dernier tronçon du parcours, elle offre une allure interstratifiée dans le Sénonien (v. p. 261, § 20).

Suivant les points du parcours, elle repose sur des niveaux différents de la série sénonienne. Les couches superposées à la lame triasique se sont donc déplacées vers l'W, et chevauchent plus ou moins largement les couches sous-jacentes.

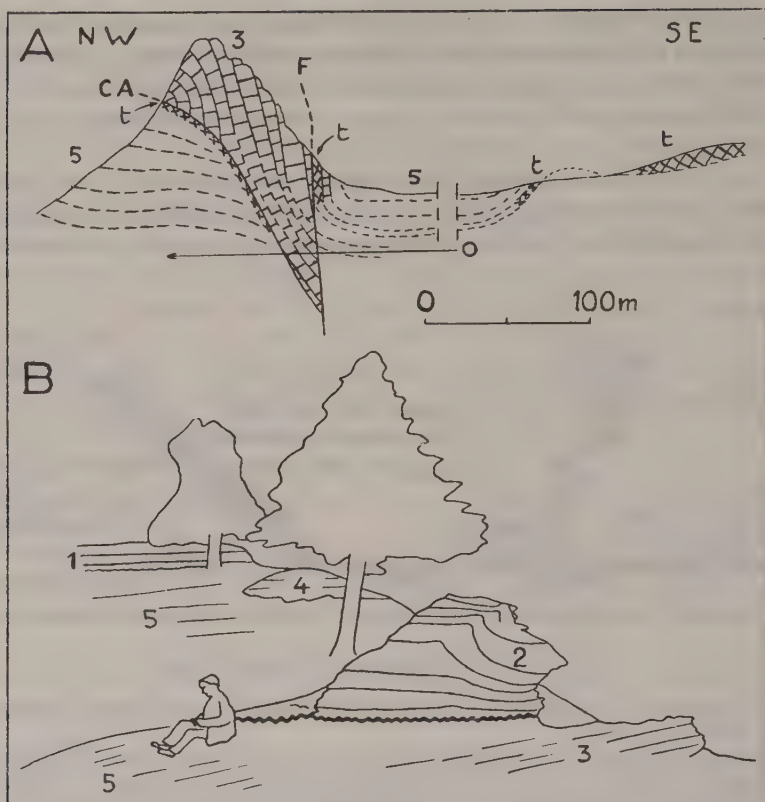


FIG. 112. — Les accidents de la région de Ras Afirouh.

A. Coupe synthétique indiquant les relations entre le piton de Ras Afirouh (C.L. 652,90 - 320,50) et les terrains environnants.

Les calcaires rocheux formant le piton reposent à l'W sur la lame triasique du Kst Djebessa. Dans la partie orientale de la coupe apparaît une klippe triasique émanant de la lame d'Aïne Atalba. Le prolongement de cette dernière lame, jusqu'au pied SE de Ras Afirouh, est hypothétique.

B. Vue, en direction du SSE, à partir du point C.L. 653,25 - 320,20 (v. p. 625)..

1 : calcaires bréchiques subhorizontaux recouverts, à l'E, par la klippe triasique du point C.L. 653,30 - 320,20 (cette klippe est représentée dans la partie droite de la coupe A).

2 : rocher décrit p. 626, formé de calcaire bréchique en couches horizontales à la base, verticales au sommet. Il a subi l'action mécanique et minéralisatrice de la lame triasique d'Aïne Atalba, qui devait le recouvrir.

3 : calcaire sénonien, un peu plus rocheux que le calcaire 4, mais à patine jaune-typique.

4 : calcaire sénonien normal, à patine jaune crème.

5 : marnes et marno-calcaires sénoniens normaux, se fragmentant en esquilles.

t : Trias ; F : faille ; CA : contact anormal ; O : niveau de l'oued passant au pied S de Ras Afirouh. Le trait onduleux représente la base des calcaires bréchiques.

Après avoir été décrochée par trois petites failles, qui ont servi de drains aux solutions minéralisatrices (v. p. 96, § d), la lame passe au pied occidental de Ras Afirouh¹ (fig. 112 et 114), et contourne le pied NE de ce piton rocheux. Les calcaires très durcis, formant le relief, reposent donc à l'W et au NW sur la lame triasique. Au NE de Ras Afirouh, la lame se prolonge par un diverticule subvertical, qui suit le pied oriental du piton, et s'étend plus au N en constituant un amas gypseux.

Le diverticule peut se rattacher, dans sa partie méridionale, à la lame d'Aine Atalba, étudiée ci-dessous. Il semble emprunter une faille que l'on observe, encore plus au S, le long du pied oriental des calcaires rocheux. Cette faille met en contact les calcaires redressés de Ras Afirouh et une série horizontale de marnes et de calcaires tendres. Ainsi, le Ras Afirouh est compris entre un contact jalonné de Trias, à l'W, et une faille subverticale parfois injectée de Trias, à l'E. Au pied méridional du relief, le long d'un sentier, sur la rive droite d'un petit oued, la série des calcaires durcis ne mesure qu'une dizaine de mètres d'épaisseur, alors qu'elle atteint une puissance de 60 à 70 m dans la partie centrale du piton. Par conséquent, les calcaires se biseautent vers le bas. Ils constituent dans leur ensemble une grosse écaille chevauchant les marno-calcaires banaux du Sénonien. Une partie de leur semelle triasique s'est infiltrée au dos de l'écaille, la rendant encore plus indépendante du pays environnant.

L'amas gypseux signalé plus haut au NE de Ras Afirouh, se prolonge à l'E par une cicatrice jalonnée que quelques blocs triasiques unissant la lame du K^{at} Djebessa aux traînées triasiques du secteur d'El Guantra². Ce dernier présente des particularités intéressantes à analyser dans le détail. Il est en outre d'un accès commode, n'étant situé qu'à 1 km de la route nationale. On note, sur le terrain, les points suivants (voir la feuille Beni Mansour) :

1. — Le long du sentier muletier passant au S d'El Guantra, entre « *g* » de « *Aglas* » et « *El* » de « *El Guantra* », le Sénonien est formé de marnes gris foncé, intercalées de rares bancs peu épais de calcaires marneux, et contient quelques lentilles, atteignant 1, 5 × 2 × 3 m, de calcaire à Inocérames à patine jaune vif. Le plongement des couches s'effectue en général vers le NW.
2. — Au point 653,85 - 321,80, on rencontre une cicatrice triasique, jalonnée, le long du sentier, par des blocs de brèches dolomitiques. Au NE de ce point, une lame triasique devient parfaitement nette, et plonge au SE. Au S du sentier, les alluvions masquent bientôt le prolongement de la même lame.

1. Ras Afirouh : feuille Beni Mansour, C.L. 652,9 - 320,6.

2. El Guantra : feuille Beni Mansour, C.L. 654,2 - 321,4.

3. — Entre les points 653,85 - 321,80 et 654,20 - 321,50, affleurent des marnes dures feuilletées, des calcschistes, et de rares bancs de calcaire marneux. Cette formation est de teinte beaucoup plus claire que la série décrite en 1 ; Elle est aussi beaucoup plus disloquée.
4. — Au point 654,20 - 321,50, on note le passage, le long du sentier, de deux lames triasiques, plongeant de 30 à 50° au NW, qui se réunissent au S de l'oued bordant le sentier.
Au SE du point 654,20 - 321,50, on observe tout d'abord, plaqués contre le Trias, des calcaires rocheux à patine jaune vif. Ce sont des couches de la série sénonienne affectée par la « maladie du Trias ». Au delà, les marnes grises dominent, et on ne trouve des calcaires à Inocérames francs qu'au voisinage d'Aïne Atalba.
5. — Entre le point 653,85 - 321,80 et le « a » de « Guantra » (où passe un sentier non indiqué sur la carte au 1/50.000), la lame de Trias se dédouble en un filon principal, continuant de courir vers l'ENE, et un filon transverse, que nous étudierons plus loin.
Entre le « a » de « Guantra » et le « O » de « O. el Guantra », le filon principal sépare — au NW, des marnes grises formant le pays déprimé qui s'étend au N d'El Guantra — au SE, l'arête septentrionale d'El Guantra, formée de marnes gris moyen, feuilletées, du Sénonien supérieur, intercalées de bancs de calcaires à Inocérames à patine jaune vif. Au N du « a » de « El Guantra », une apophyse du filon triasique pénètre dans le Sénonien.
6. — Vers O de « O. el Guantra », ce filon triasique forme un V dans le thalweg séparant les deux crêtes d'El Guantra. Il est manifeste que les deux crêtes rocheuses reposent sur le pays marneux environnant par l'intermédiaire de ce filon. En l'absence de contact anormal, les calcaires sénoniens durs formant les crêtes devraient, en vertu de leur pendage, se prolonger vers l'ENE, ce qui n'a pas lieu.
7. — Au S du « a » de « El Guantra », l'arête méridionale est formée, comme l'arête septentrionale, de marnes et calcaires jaunes ou rouges (maladies du Trias). Cette même formation se retrouve au S du filon de Trias, et constitue une bande plus ou moins disloquée, bréchoïde, pénétrée par un diverticule du filon principal. Cette bande se poursuit jusqu'au sentier (v. § 4), puis le traverse, passe sur la crête cotée 584 et se prolonge sans doute, sous les alluvions, par la lame signalée au § 2.
8. — Le filon transverse (§ 5), qui passe au SW du point culminant, n'a qu'un rôle structural secondaire. De part et d'autre de ce filon apparaissent les mêmes marnes grises feuilletées. Toutefois, les marnes sont plus pauvres en calcaires à Inocérames et plus disloquées au SW qu'au NE du filon.

En résumé, le relief d'El Guantra est constitué par des marnes gris clair feuilletées et des calcaires à Inocérames, reposant sur une lame de Trias. Le pays environnant est composé en grande partie de marnes sénoniennes. Au voisinage de la lame de Trias, les calcaires et marno-calcaires sénoniens deviennent rocheux et prennent une patine jaune ou rouge. Ils contiennent des apophyses de la lame triasique principale.

b. Lame d'Aine Atalba (feuille Beni Mansour)

Au point C.L. 655,0 - 320,6, c'est-à-dire au S du « A » de « Aine », le long du sentier muletier, une lame triasique, peu épaisse, est nettement « interstratifiée » dans la série sénonienne.

A l'W du sentier, la même lame affleure sur les pentes septentrionales de plusieurs petits mamelons. Elle dessine des chevrons dans les thalwegs intermédiaires, et reste parallèle aux bancs sénoniens sur lesquels elle repose.

Immédiatement au S du point coté 634, un diverticule du filon principal s'interstratifie dans la série des calcaires à Inocérames (fig. 13a). La lame principale est encore visible au SE du « h » de « Afirouh », où elle plonge au NNW. Mais au delà, vers l'W, les formations superficielles ne permettent pas d'observer son prolongement. Les remarques qui suivent permettent cependant de former une hypothèse sur la situation profonde du Trias.

1. — Dans toute la région décrite ci-dessus, la lame triasique reste parallèle, comme « interstratifiée » dans le Sénonien. Or, le Sénonien subit, à l'WNW du point 634, une torsion, son plongement d'ensemble s'effectuant d'abord vers l'W (20°) puis vers le N, puis vers le NE, puis vers l'E, les couches se redressant progressivement pour devenir verticales à l'E de Ras Afirouh. Il est probable que la lame triasique subit la même torsion et passe à l'E de Ras Afirouh, dans la zone synclinale ainsi délimitée.
2. — On observe, autour du point C.L. 653,30 - 321,10, un placage de Trias (dolomies et calcaires noirâtres, avec filons de barytine) formant klippe. Or, les calcaires sénoniens situés au contact de ce Trias sont transformés en brèche. Cette dernière se compose d'un ciment calcaire poreux brun-roux et d'éléments anguleux de calcaire gris, gris verdâtre ou jaune, de taille variable (de l'ordre du mm jusqu'à 5 cm). Cette brèche contient des mouches de barytine. Les calcaires sénoniens passent progressivement de l'état bréchique à l'état de calcaire rocheux, compact, massif, à patine jaune vif, variété commune dans le cortège des « maladies du Trias ». Enfin, on passe des calcaires rocheux aux calcaires gris, à débit amygdalaire et patine jaune crème, alternant avec des marnes grises, dures : faciès classique de la série « à Inocérames », daté non loin de là, du Sénonien supérieur par la microfaune. La transformation ainsi observée au voisinage du Trias est la même que celle décrite dans la région de Zennouna et de Ras Melez (fig. 142).
D'une façon générale, la succession des termes : calcaire à Inocérames, calcaire rocheux, brèche à barytine, indique la proximité du Trias, même lorsque ce dernier terrain a disparu par érosion.
3. — Au NW de la klippe du point C.L. 653,30 - 321,20 (§ 2), un petit rocher montre la disposition suivante :

Son substratum est formé de couches sénoniennes banales ; sa base est rocheuse, constituée de calcaire gris foncé, d'aspect dolomitique, contenant des cristaux de pyrite ; sa partie principale est formée de calcaire rocheux, broyé, fissuré, veiné de barytine et probablement silicifié en partie. Dans sa partie inférieure, les couches sont à peu près parallèles aux bancs du substratum, mais elles sont verticales près de son sommet. Si l'on tient compte des remarques du § 2, ce rocher devait être situé tout près de la base de la lame triasique. La façon dont sont tordus les calcaires qui le constituent indique même que le Trias a progressé vers le S.

4. — A l'W de ce rocher, une petite butte est formée de calcaires sénoniens bréchiques et dolomitisés, plongeant comme les couches environnantes. Ces calcaires correspondent sans doute à la partie inférieure du rocher décrit au § 3.

Ainsi, les transformations subies par les roches au voisinage d'une lame triasique permettent d'imaginer la situation occupée par cette dernière avant érosion. En tenant compte par ailleurs de la situation « interstratifiées » de cette lame triasique dans le secteur voisin on peut dessiner l'emplacement probable de cette lame (ou de sa cicatrice) dans le secteur très recouvert qui s'étend au pied oriental de Ras Afirouh. Il y a peut-être continuité entre la lame d'Aïne Atalba et le diverticule triasique émanant de la lame du K^{at} Djebessa, et passant au pied NE de Ras Afirouh (v. p. 622).

c. *Lame de Tirzeu Dzougra* (feuille Beni Mansour et Bordj Boni).

La lame d'Aïne Atalba ne se prolonge pas, vers l'E, au delà du point 655,45 - 320,80. Au N de ce point, sur la rive gauche de l'Oued Boukton, apparaît une nouvelle lame¹, orientée presque E-W. Cette lame de Tirzeu Dzougra est peu épaisse vers son extrémité occidentale. Il n'est pas certain qu'elle appartienne encore à l'anticlinal de Mzita. Bien qu'on ne puisse, dans ce secteur, reconnaître avec certitude un contact anormal séparant l'anticlinal de Mzita de l'unité des Portes de Fer, j'estime que la lame de Tirzeu Dzougra peut être injectée à la base de cette dernière unité. Elle émanerait de la semelle de l'unité B, dont quelques lambeaux sont visibles plus à l'E. On remarque en effet qu'au N de Tirzeu Dzougra et au S de Bou Melrane, la lame s'épaissit et contient des lambeaux de calcaires jurassiques. Elle est disposée verticalement dans le Sénonien. C'est dans la même situation qu'elle traverse la limite

1. Sur la fig. 63, j'ai figuré un raccord hypothétique entre ces deux lames. Il s'agirait tout au plus d'une cicatrice, mais je dois à la vérité de dire que je n'ai rien observé qui autorise à tracer un contact dans la région d'Erghrouch.

des feuilles Beni Mansour et Bordj Boni, puis qu'elle franchit l'Oued Amar. Au delà, elle se rebrousse et acquiert un fort pendage NE, puis vient s'accoler à l'amas triasique qui se développe au N et à l'E et qui supporte des lambeaux des unités B et C.

d. *Le passage entre les lames A₄ et B₁ dans la dépression de l'Oued Mzila* (fig. 136-137).

Lorsqu'on s'élève dans la série sénonienne constituant la lame A₄ (v. p. 674) au N et au NE du Bled oum Yahia, on rencontre une bande triasique de largeur variable, presque entièrement localisée sur la rive gauche de l'Oued Mzila. S'il s'agissait d'une bande continue, on serait tenté de la considérer comme la semelle de la lame B₁. Si elle se trouvait tout à fait isolée au sein de la lame A₄, on pourrait y voir, au contraire, une infiltration triasique analogue à la lame du K^{at} Djebessa. Mais en considérant la proximité de la lame B₁, j'ai admis qu'il s'agissait d'un diverticule de la semelle de l'unité B.

Pour cette raison, je désigne la zone sénonienne encadrée par la bande triasique locale et par la semelle de B₁, sous le symbole A₄ - B₁.

VI. — LA CHAÎNE DES AZEROU ET SES RELATIONS AVEC LES UNITÉS VOISINES

(fig. 35, 63, 64, 113 à 117, 126 à 128, 148, pl. IV et V)

1° Structure générale et signification de la chaîne des Azerou :

La chaîne des Azerou perce la lame A₄ au S des Portes de Fer. Elle se compose de deux chaînons disjoints : Azrou Srhir et Azrou el Kebir. Tous deux présentent la même constitution (v. pp. 154 et 202) et le même type de structure. Les calcaires rocheux de l'Albien, patinés de rougeâtre, constituent des lames en relief, tronçonnées par des failles transversales. Ils sont recouverts stratigraphiquement au NW, par les marnes et calcaires de l'Albien supérieur-Vraconien. Chacun des deux chaînons est entouré par un contact anormal fermé, le séparant de couches plus récentes : Sénonien sur leur bordure occidentale, Eonummulitique sur leurs bordures orientale et méridionale. Cet Eonummulitique est, dans son ensemble, renversé et plissé en anticlinal. Mais les dislocations de détail sont nombreuses (fig 114 et 115) et masquent parfois la structure d'ensemble. La surface de contact entre les calcaires

rocheux albiens et la bordure éocène des chaînons dessine, en plan et à petite échelle, un arc interrompu convexe vers le SE. Elle est subverticale à l'E d'Azrou Srhir et plonge fortement vers l'ESE à l'Azrou el Kebir. Elle plonge au NW ou au NNW, de 50 à 80°, sur le flanc méridional d'Azrou Srhir.

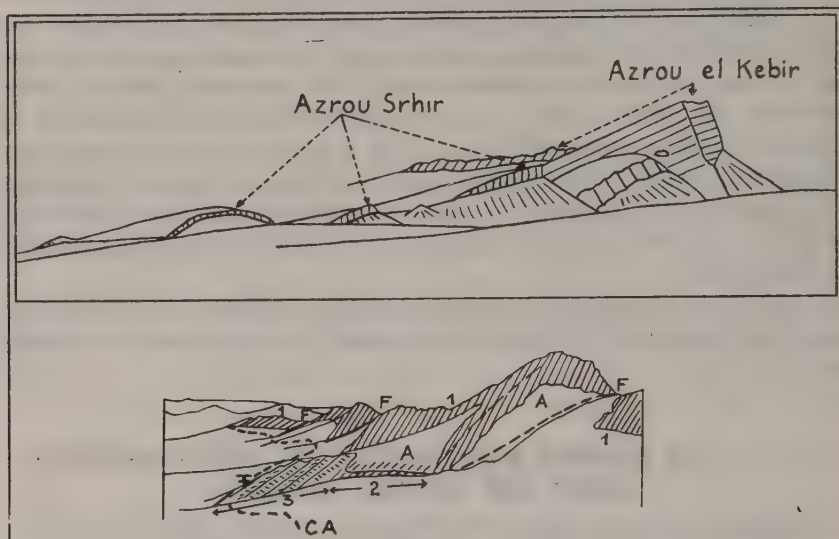


FIG. 113. — Vues de la chaîne des Azerou.

En haut : La chaîne des Azerou, vue du point C.L. 642,85 - 312,80, dans la direction de l'ENE.

En bas : Le chaînon d'Azrou el Kebir, vu du point C.L. 649,85 - 320,30.

1 : calcaires rocheux éocrétacés (v. p. 156) ;

2 : marnes et calcaires en plaquettes de l'Albien supérieur (v. § 4 et 5, pp. 205-206) ;

3 : calcaires marneux et calcaires rognonneux de l'Albien supérieur et du Vracorien (v. § 6, p. 206) ;

F : faille ; A : éboulis.

Les Azerou ne chevauchent donc pas leur bordure éocène, au contraire de ce qu'admettait J. Savornin (1906a, b ; 1920a). Mais ils l'ont sans doute refoulé en progressant vers l'extérieur de l'« arc des Azerou ».

Les descriptions détaillées (Caire A., 1952a, 1954d) conduisent à considérer les Azerou comme deux fragments du socle autochtone,

découpés en profondeur, soulevés presque à la verticale et peut-être transportés sur une faible distance à l'intérieur de la lame A₄. Ils se présentent donc comme des écailles, et non comme des extrusions, au sens de P. Viennot (1928). Cependant, ils offrent, dans leur structure intime, des analogies avec les extrusions décrites par G. Castany (1951a, 1955), en particulier avec le Dj. Zaghouan.

Les faciès de l'Albien supérieur et du Vraconien apparentent la chaîne des Azerou à l'autochtone méridional, et l'éloignent au contraire de la série des Portes de Fer. Ils apparaissent en horsts au milieu des sédiments « bibaniques ».

Le mouvement ascendant et les pulsations des Azerou (Caire A., 1954d) présentent des analogies avec le jeu des amygdales de la zone III (Caire A., Glangeaud L. et Mattauer M., 1950). Ces amygdales, ainsi que les écailles du plateau sétifien (Joly A. et Joleaud L., 1909 ; Joly A., 1910, 1911 ; Savornin J., 1920a) renseignent sur la structure du pays profond, généralement masqué par les unités de recouvrement.

2° Notes historiques :

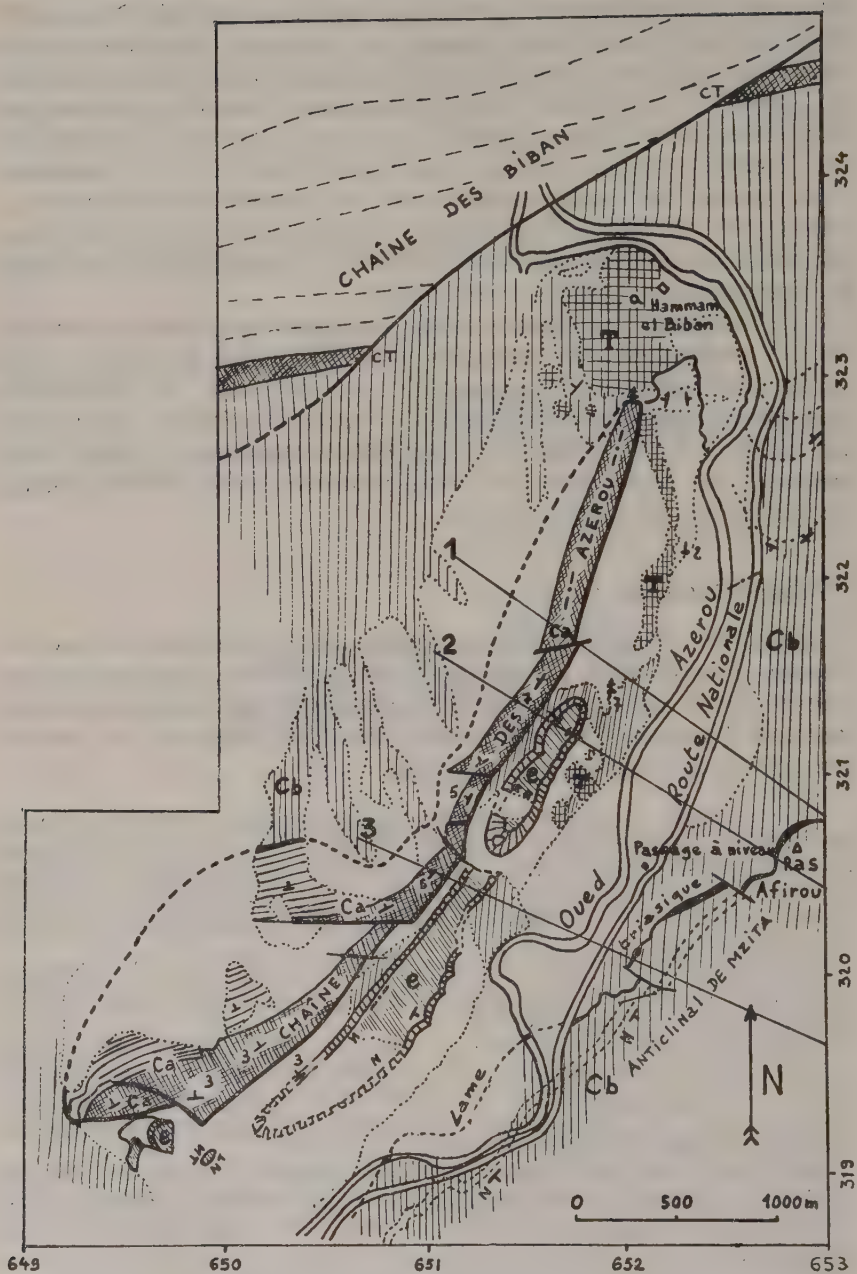
Avant de donner quelques détails sur la structure intime des Azerou, je rappellerai l'opinion de J. Savornin sur cette petite chaîne dont l'aspect curieux avait frappé, de longue date, les observateurs. Je ferai d'ailleurs un choix limité parmi les citations qui peuvent être tirées de l'œuvre de Savornin.

« Les dolomies sont ici à l'état de masses étrangères, véritables klippes, brusquement apparues dans un accident dont la trace est invisible de part et d'autre de la petite chaîne et même entre les deux chaînons » (Savornin J. 1906a). Dans la même note, la figure de la page 288 représente l'extrémité méridionale d'Azrou el Kebir chevauchant un synclinal pincé et déversé d'Éocène inférieur.

J. Savornin (1906b, pl. 1, fig. 2) donne une coupe approximativement E-W, où l'Azrou Sghir chevauche, suivant une surface inclinée de 25°, une bance éocène à plongement E.

La feuille Mansourah (Savornin J. 1910c) représente un contact anormal continu entre les deux Azerou, et on lit dans la notice : « Les étages éocrétaciques n'y apparaissent qu'à la faveur d'accidents extraordinairement complexes, qui les mettent en superposition très anormale au-dessus de l'Éocène inférieur, lui-même renversé ».

Enfin, dans sa thèse, J. Savornin (1920a, p. 395) pense que les Azerou, écailles éocrétaciques, formeraient un dôme refoulé souterrainement, chevauchant l'anticlinal de Mzita. Le flanc SE du pli serait resté en profondeur.



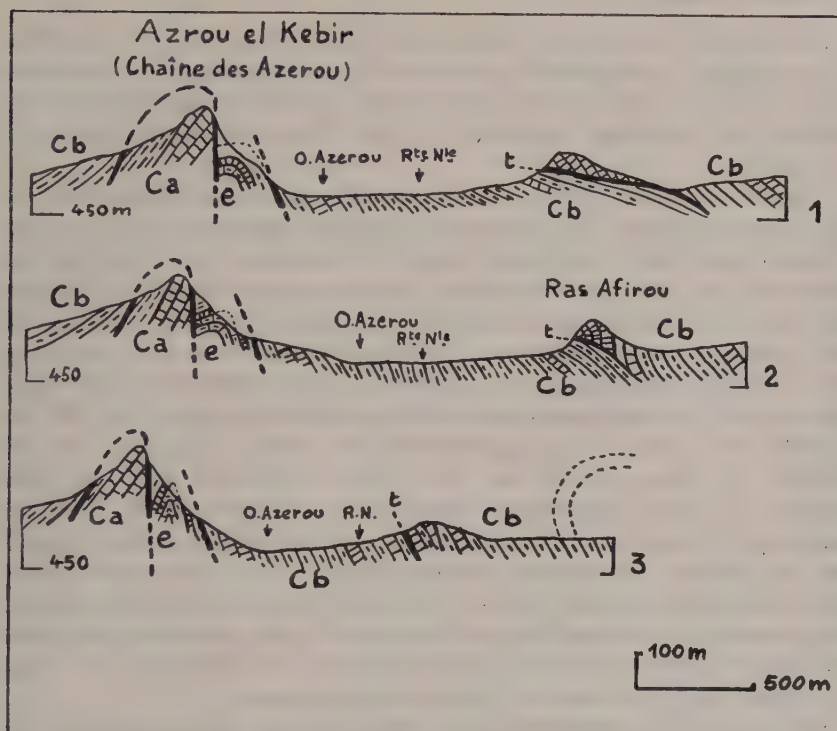


FIG. 114. — Le chaînon d'Azrou el Kebir (Chaîne des Azerou).

1° Carte.

La série albo-vraconienne (Ca) d'Azrou el Kebir est séparée du pays environnant par un contact anormal fermé (trait épais). Sur sa bordure W affleure le Sénonien « vaseux » (Cb). Sur sa bordure E, on observe une série éocène (e) renversée et ployée en anticlinal, puis le flanc NW, renversé, de l'anticlinal de Mzita. Ce flanc inverse, formé de Sénonien (Cb), contient une lame de Trias, presque « interstratifiée », qui a permis localement (Ras Afirouh) un décollement de la masse recouvrante. Dans la partie septentrionale de la figure, le flanc S, déversé, de l'anticlinal des Portes de Fer (Chaîne des Biban), est décroché par une faille. On note en particulier la situation des deux tronçons de la barre CT (Cénomanien terminal). Près du Hammam el Biban et à l'E du chaînon d'Azrou el Kebir se développent des travertins (T). Les éboulis et alluvions sont laissés en blanc.

2° Coupes.

La coupe 1 déborde légèrement vers l'E le territoire représenté sur la carte. Sur les trois coupes, on reconnaît, de gauche à droite :

- le Sénonien de la dépression de l'Oued Tazdart,
 - le Crétacé des Azerou, perçant les sédiments environnants,
 - l'anticlinal affectant la série renversée du Dano-Montien et de l'Éocène,
 - le flanc de l'anticlinal de Mzita traversé par la lame triasique du K^{at} Djebessa.
- Les formations superficielles, peu épaisses, ne sont pas représentées.

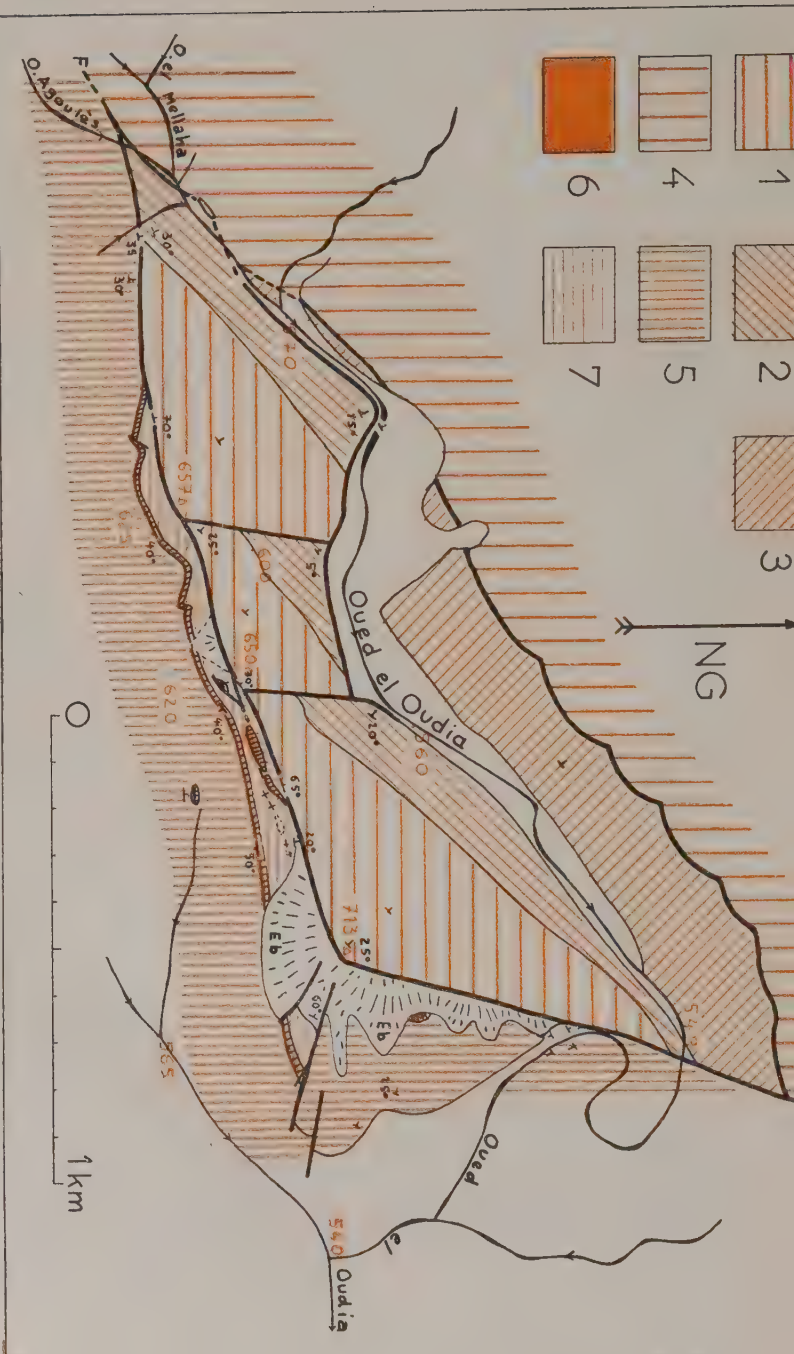
3° Azrou el Kebir (fig. 114).

Je désigne sous le nom d'Azrou el Kebir l'ensemble du chaînon septentrional. L'extrémité méridionale de ce dernier est nommée Azrou el Kebir sur la feuille Mansourah, alors que sa partie septentrionale est qualifiée, sur la feuille Beni Mansour, de « Chaîne des Azerou ».

L'arête rocheuse, d'âge albien ou albo-aptien, se décompose en plusieurs tronçons, séparés par de petites cassures transversales. L'une d'entre elles se prolonge vers l'E et tranche l'anticlinal éocène affleurant au pied de l'Azrou. Le tronçon septentrional est formé de couches verticales, qui se tordent légèrement vers leur extrémité. Les calcaires sont fortement minéralisés, surtout au voisinage de l'extrémité N, qui entre en contact avec le Sénonien de la zone bibanique. Le tronçon suivant offre de forts pendages vers l'W ou le NW. Puis vient un compartiment plus étroit, plongeant de 50° WNW. Le tronçon qui lui fait suite comprend des calcaires rocheux et des alternances marneuses et calcaires de l'Albien supérieur-Vraconien, qui plus au N, étaient totalement masquées par les éboulis. Le tronçon correspondant à la partie culminante du chaînon présente les mêmes caractères que le précédent. Enfin, la portion la plus méridionale de l'Azrou el Kebir montre à nouveau des traces intéressantes de minéralisation, constituant à ce titre un symétrique du tronçon le plus septentrional.

Sur la façade orientale de l'arête rocheuse, les calcaires éocènes butent contre l'Éocène ou le Dano-Montien. L'intersection de l'accident ainsi caractérisé, avec la surface topographique, montre qu'il s'agit d'un contact subvertical, dont la tendance est au plongement vers l'ESE. Il ne peut donc s'agir, comme l'admettait J. Savornin, d'une surface de recouvrement qui s'enfoncerait sous le chaînon. Ce contact apparaît comme une faille, décrochée par les petits accidents qui divisent le chaînon en tronçons successifs.

Le contact cerne l'extrémité méridionale d'Azrou el Kebir, mettant successivement en présence l'Éocène et l'Albien, le Sénonien et l'Albien supérieur-Vraconien. Sur les pentes occidentales du chaînon, on n'observe que sur une faible distance, au niveau du quatrième tronçon de l'arête, la juxtaposition du Vraconien et du Sénonien. Ailleurs, les éboulis et les dépôts de piedmont masquent le contact. L'existence de ce dernier ne peut cependant être mise en doute, pour des raisons régionales de structure et de répartition des terrains.



Élément le plus méridional de la chaîne des Azerou, Azrou Sphir présente une structure très analogue à celle d'Azrou el Kébir. Les trois pyramides rocheuses constituant ce chahon culminent à 713, 650 et 657 m. Quelques points cotés (en bistre) et le tracé des principaux oueds (traits noirs fléchés) permettent d'apprécier le relief.

Les failles et contacts anormaux sont figurés en traits épais.

1 : calcaires (v. p. 155) ; 2 : calcaires feuilletés (v. p. 202) ; 3 : marnes et calcaires (v. p. 203-205). Ces trois divisions appartiennent à l'Albien supérieur - Vraconien, et représentant le subautochtone, perçant le Sénonien et l'Éocène environnant, desquels il est séparé par un contact fermé.

4 : Sénonien (v. p. 264) ; 5 : Sénonien supérieur et Dano-Montien ; 6 : barre calcaire à silex de l'Éocène inférieur ; 7 : calcaires éocènes supérieurs à la barre à silex. Sur les flancs S et SE du chahon, l'Éocène, renversé, est ployé en un anticlinal localement dioclue. E. b. : éboulis.

4° **Azrou Srhir** (fig. 115) :

Les calcaires massifs constituant l'îlot rocheux sont découpés en trois pyramides irrégulières par deux failles subméridiennes. Au N de l'Oued el Oudia, les marnes et calcaires de l'Albien supérieur-Vraconien recouvrent normalement le compartiment oriental, mais sont séparés par faille des deux pyramides occidentales. Comme il a été dit plus haut, les calcaires massifs butent, tout le long de la bordure méridionale du chaînon, contre une série renversée comprenant le Sénonien supérieur et l'Éocène inférieur.

Au pied de l'abrupt oriental, le Sénonien conserve une structure anticlinale, mais l'Éocène n'est plus représenté que par une esquille de calcaires à silex thanétiens, noyée dans les marnes dano-montiennes. Ces terrains entrent en contact avec les calcaires rocheux, suivant une surface verticale (fig. 116).

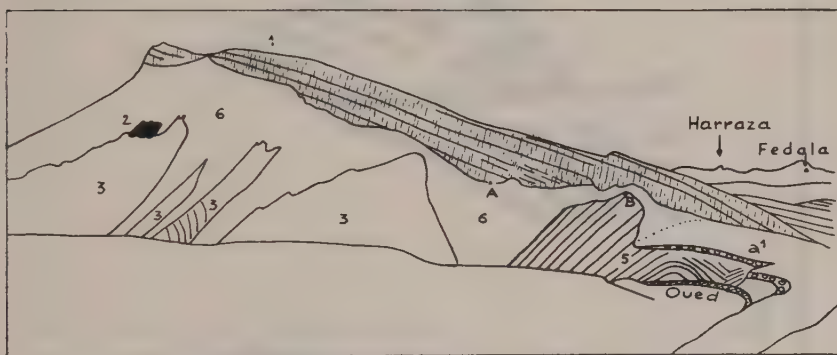


FIG. 116. — Façade orientale du chaînon d'Azrou Srhir, vue du point C.L. 647,60 - 317,70.

- 1 : calcaires éocénés formant falaise ;
- 2 : calcaire à silex éocène ;
- 3 : Dano-Montien ;
- 5 : Sénonien supérieur ;
- 6 : Sénonien indéterminé, partiellement couvert d'éboulis ;
- a¹ : terrasse de l'Oued el Oudia.

En considérant les relations du Sénonien et de l'Éocéné, entre les points A et B, on doit admettre que la faille séparant ces deux terrains est subverticale.

Au S du chaînon, cette surface plonge au NW ou au NNW, et présente, suivant les points, une inclinaison variable : 70° à 200 m à l'W du sommet principal, 65° à 80° sur le contrefort W du compar-

timent oriental, 50 à 70° près du petit oued perçant les calcaires du compartiment occidental, 70° près du point culminant du compartiment central.

Au N du chaînon, les marnes et calcaires albo-vraconiens entrent en contact anormal avec le Sénonien de la lame A₄ (fig. 117).

A l'extrémité occidentale du chaînon (fig. 35), les couches albiennes sont rebroussées vers le haut en bordure du contact méridional,

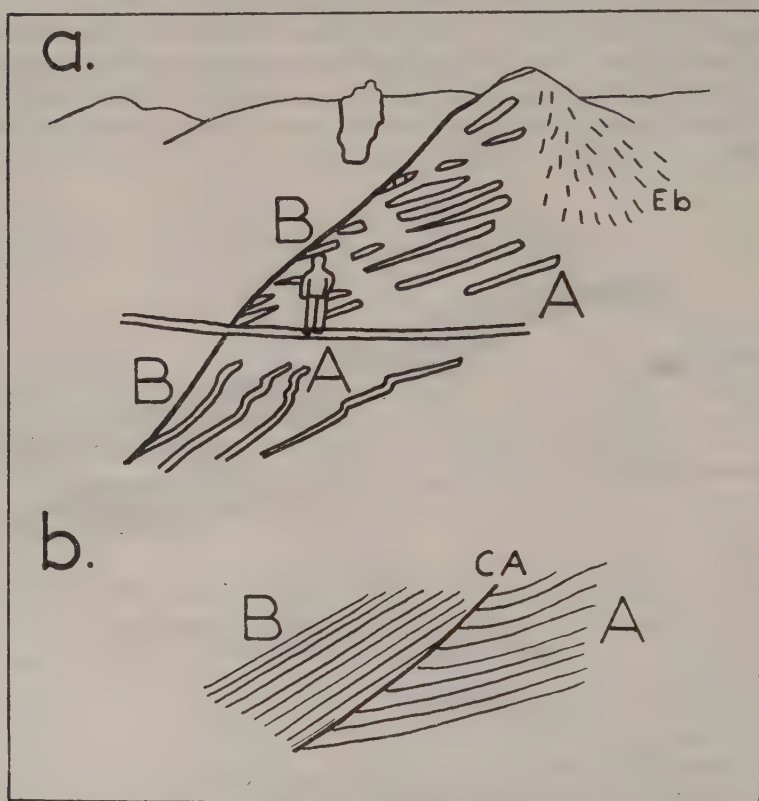


FIG. 117. — Le contact entre Vraconien d'Azrou Srhir et Sénonien de la lame A₄, au point C.L. 647,175 - 317,975 (rive gauche de l'Oued el Gueraba).

- a. Vue schématisée. A : Vraconien contenant des bancs calcaires lenticulaires ; B : Sénonien marneux ; Eb : Éboulis. L'échelle est donnée par le personnage debout sur le sentier.
- b. Coupe interprétative, donnant l'inclinaison du contact anormal (CA) et l'allure des couches qu'il sépare.

qui apparaît alors comme une faille verticale jalonnée de blocs calcaires ramenés de la profondeur. Cette disposition pourrait témoigner d'un mouvement d'enfoncement du compartiment occidental : L'Azrou Srhir aurait donc subi des pulsations au cours de son ascension dans la couverture allochtone. On expliquerait, par là même, la formation du repli anticlinal dans la série éocène renversée qui borde la chaîne des Azerou.

5° Relations entre les Azerou et leur bordure éocène (fig. 114, 115, 148) :

On a vu précédemment (p. 609) que l'Eocène bordant les Azerou pouvait être considéré comme une partie interne de la lame A₃, recouverte par la lame A₄, puis remise à jour par la surrection de la chaîne des Azerou. Celle-ci, en perçant obliquement sa couverture allochtone, peut-être aussi grâce à des mouvements de pulsation, a soulevé et plissé en anticlinal les terrains situés sur ses bordures E et S. Si cette interprétation correspond aux faits, il en résulte que le subautochtone des Azerou a progressé vers le SE au cours de sa mise en place.

Par ailleurs, je noterai que les replis anticlinaux bordant les Azerou, présentent, à l'égard de cette chaîne, des analogies avec les « anticlinaux flanquants » définis par J. Bertraneu, J. Glaçon et G. Lucas (1952).

6° Relations entre les Azerou et la lame A₄ (fig. 63, 114 et 117) :

La structure de la chaîne des Azerou est totalement différente de celle du pays environnant. On ne peut donc assimiler le Sénonien de la lame A₄ à la couverture originelle de l'Albo-Vraconien des Azerou.

7° Relations entre les Azerou et la chaîne des Biban (fig. 63, 126 à 128, 148) :

Les indications fournies antérieurement (Caire A., 1953e) restent toujours valables. La chaîne des Biban et la chaîne des Azerou, qui arrivent presque au contact l'une de l'autre dans la région du Hammam el Biban, s'opposent radicalement :

- par les faciès de l'Albien supérieur et du Vraconien
- par leur direction
- par leur structure.

La chaîne des Azerou peut s'aligner sur un accident profond, qui ne se manifeste plus dans la chaîne des Biban. Il s'agit peut-être d'une dislocation « présaharienne » du socle, ne jouant que sur un tronçon au cours de la tectogenèse alpine.

Les différences de faciès entre les deux chaînes sont si importantes qu'il faut bien envisager un rapprochement tectonique de ces éléments structuraux. Ce qu'on sait de la chaîne des Azerou interdit d'en faire une écaille poussée du S vers le N. Le rapprochement ne peut donc être dû qu'à un déplacement de la chaîne des Biban vers le S (v. p. 651). On est ainsi amené à penser que la chaîne des Biban chevauche le chaînon d'Azrou el Kebir le long d'un accident qui sera décrit plus loin (p. 649, fig. 126 et 127).

VII. — ZONE BIBANIQUE

1° Introduction et historique :

Les problèmes de l'origine et de la mise en place de l'unité A, et tout particulièrement des lames A₃-A₄, requièrent l'étude de la zone bibanique. Dans la région étudiée, cette dernière est bien définie par les faciès de la série crétacée : Flysch éocétacé, calcaires albo-cénomaniens, Sénonien du revers méridional de la chaîne des Biban. L'analyse stratigraphique de ces terrains a été donnée ci-dessus (pp. 160-169, 208-233 et 253-259). On se reportera en outre à la description géographique sommaire donnée pp. 46-47.

La zone bibanique a fait l'objet de divers travaux dus à J. Savornin (1905d, 1905e, 1906a, 1920a, 1923b, 1931, 1947). Sa bordure méridionale a été étudiée par J. Flandrin (1948). Mes recherches ont conduit à préciser son architecture et ses relations avec les zones structurales voisines (Caire A., 1951b, 1952a, 1953b, 1953d, 1953e 1954a, 1955 ; Caire, Chauve, Glangeaud et Mattauer, 1955 ; Caire, Glangeaud, Mattauer et Polvèche, 1955).

2° Régions occidentales :

Dans la partie occidentale de la région décrite, j'ai été amené à distinguer deux unités : Unité des Portes de Fer et Unité de Sidi Mohammed Amokrane.

a. Unité des Portes de Fer — (pl. phot. B)

L'unité des Portes de Fer est constituée par un anticlinal, déversé au S dans la chaîne des Biban *s. str.* (fig. 64). Au N de Bab el Kebir, ce pli se développe sur une grande largeur et présente des ondulations locales. L'Eocétacé forme un dôme assez régulier

dans la Forêt de Beni Mansour. La carapace calcaire albo-cénomaniennne dessine un repli synclinal à l'E de Sebkha. Une tendance au chevauchement vers le S se manifeste par des écaillages locaux. J'en ai donné un exemple visible près du cimetière des Portes de Fer (fig. 119).

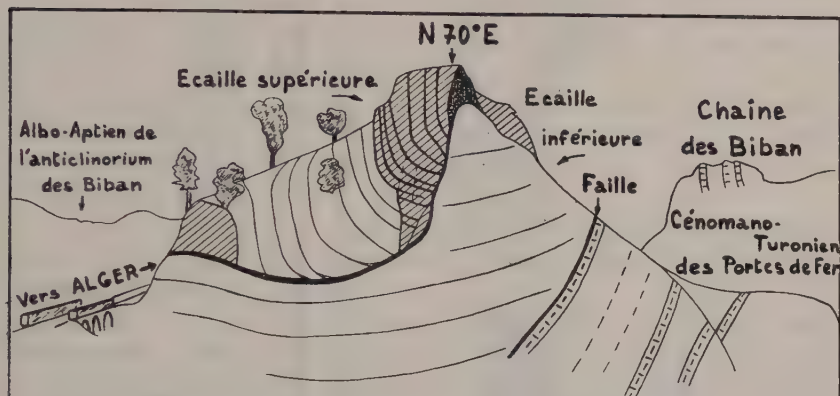


FIG. 119. — Extrémité de l'arête située au NE du cimetière des Portes de Fer.

Vue, du cimetière, sur le relief du point C.L. 650,95 - 325,05. Les deux écailles sont constituées de marnes et calcaires marneux albiens. Cette figure indique le style des dislocations affectant la bordure méridionale de l'unité des Portes de Fer.

A l'W, sur la feuille El Esnam (Savornin J., 1923b), l'anticlinal s'étale très largement. Il est affecté d'une ondulation synclinale transversale empruntée par l'Oued Hammam. Son flanc N est recouvert par le Miocène de la dépression de l'O. Soummam. Dans l'angle NW de la feuille, la zone bibanique s'enfonce sous la nappe du Flysch (Caire, Chauve, Glangeaud et Mattauer, 1955 ; Caire, 1955).

b. Unité de Sidi Mohammed Amokrane et structure de la région de Sebkha.

Dans la partie orientale de la feuille Beni Mansour, on observe, au sein de la zone bibanique, des chevauchements caractérisés.

L'unité des Portes de Fer est recouverte par l'unité de Sidi Mohammed Amokrane (Caire A., 1953d). La surface de contact

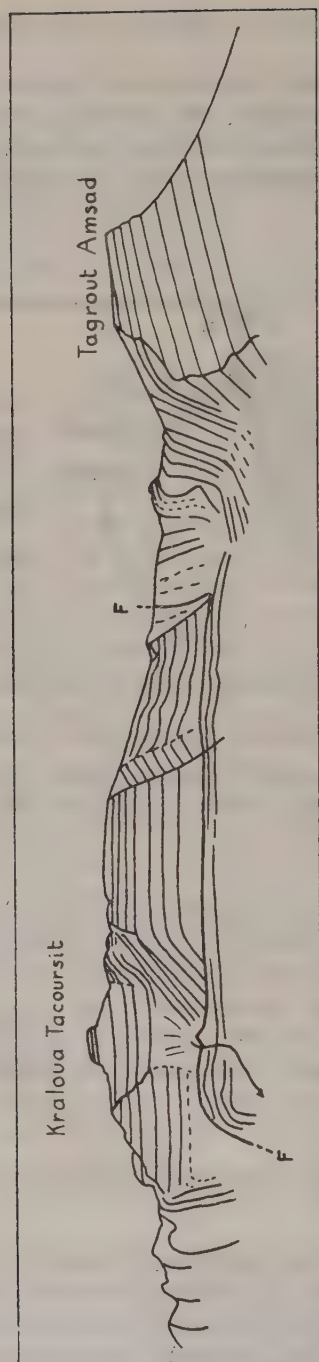


FIG. 120. — L'unité des Portes de Fer à l'W de Bab el Kebir. (Vue depuis le pont du point 456 ; C.L. 651,20 - 325,25).

Abstraction faite de la faille F, on observe ici la retombée méridionale de l'anticlinal des Portes de Fer. La série allobonomanienne, à dominante calcaire, présente un repli local (à gauche de Tagrout Amsad). A gauche de Kraloua Tacoursit, le Cénomanién supérieur est déversé vers le S.

La faille F semble voisine de l'horizontale au pied de Kraloua Tacoursit, redressée à la verticale entre Kraloua Tacoursit et Tagrout Amsad. Il peut s'agir d'une faille primitivement plate, supportant un faux autochtone, secondairement et localement redressée à la verticale avec les couches qu'elle sépare. Son rejet ne peut être que faible. Cette faille prolonge sans doute l'accident visible au N du cimetière des Portes de Fer.

anormale montre un plongement faible dans son ensemble, atteignant localement 70°. Elle est parfois soulignée par une lame de calcite. La structure de l'unité chevauchante est bien différente de celle du substratum. On y reconnaît une série de plis dissymétriques, avec tendance au déversement vers le S : anticlinal de Sidi Mohammed Amokrane, anticlinal d'Adrar Gourioul, séparés par une faille oblique qui se prolonge à l'E et se dédouble près de Bordj Boni. Ces plis sont indépendants des ondulations du substratum. Ils se présentent comme des plis de couverture, définis par M. Casteras (1933).

En l'absence de fenêtres, on ne peut savoir jusqu'où la surface de chevauchement peut s'étendre dans la direction du N E. Mais, au niveau de la chaîne des Biban *s. str.*, le chevauchement s'atténue (fig. 122).

Au N de Boukton, le prolongement oriental de l'anticlinal des Portes de Fer se relie à l'anticlinal de Sidi Mohammed Amokrane par une ondulation synclinale.

Dans la région de Sebkha, déjà étudiée (Caire A., 1955), l'Albo-Cénomanien constituant le flanc N de l'anticlinal des Portes de Fer, est disloqué et repose sur deux compartiments éocrétaqués. Les divers contacts sont enduits de Trias. Le chevauchement n'affecte pas le flanc méridional de l'anticlinal (fig. 124 et 125).

Ainsi, le chevauchement de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane, comme le chevauchement du flanc N de l'anticlinal des Portes de Fer dans la région de Sebkha, s'atténue vers le S. Dans les deux cas, il s'agit probablement de « faux-autochtone » au sens donné à ce terme par P. Fallot (1953). Le contact, dépourvu de Trias, qui supporte l'unité de Sidi Mohammed Amokrane, est-il le prolongement formel du contact, injecté de Trias, supportant le Cénomanien près de Sebkha ? Je n'ai pu m'assurer de cette continuité dans la région très recouverte qui s'étend au S de la gare de Maillot. Mais, dans l'affirmative, le synclinal céno-manien d'Azerou Kollal ferait partie de l'unité chevauchante. Dans la négative, ce synclinal pourrait reposer à peu près normalement sur l'Éocrétaqué de la Forêt de Beni Mansour ; les unités de Sidi Mohammed Amokrane et de Sebkha seraient deux « faux-autochtones » indépendants.

A l'E des Portes de Fer, plusieurs failles, obliques ou parallèles à la direction générale des bancs, découpent le Cénomanien dans le secteur de Boukton. La partie culminante de l'arête calcaire, au NW de Sidi Nesroun, est brisée et a subi un léger déplacement

vers le S. Sans doute s'agit-il d'un nouveau lambeau de « faux-autochtone », peut-être du simple prolongement de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane, au-delà d'une petite faille parallèle à la chaîne des Biban (fig. 121 et 123).

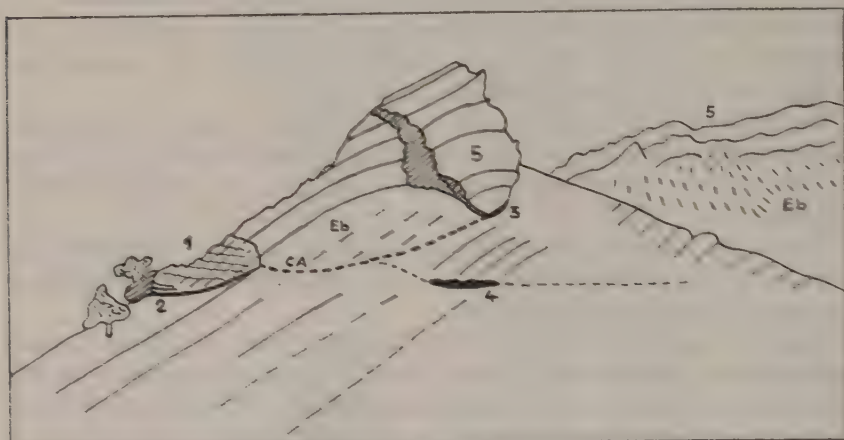


FIG. 121. — Lambeau de décollement au NW de Sidi Nesroun (vue dans la direction du NE).

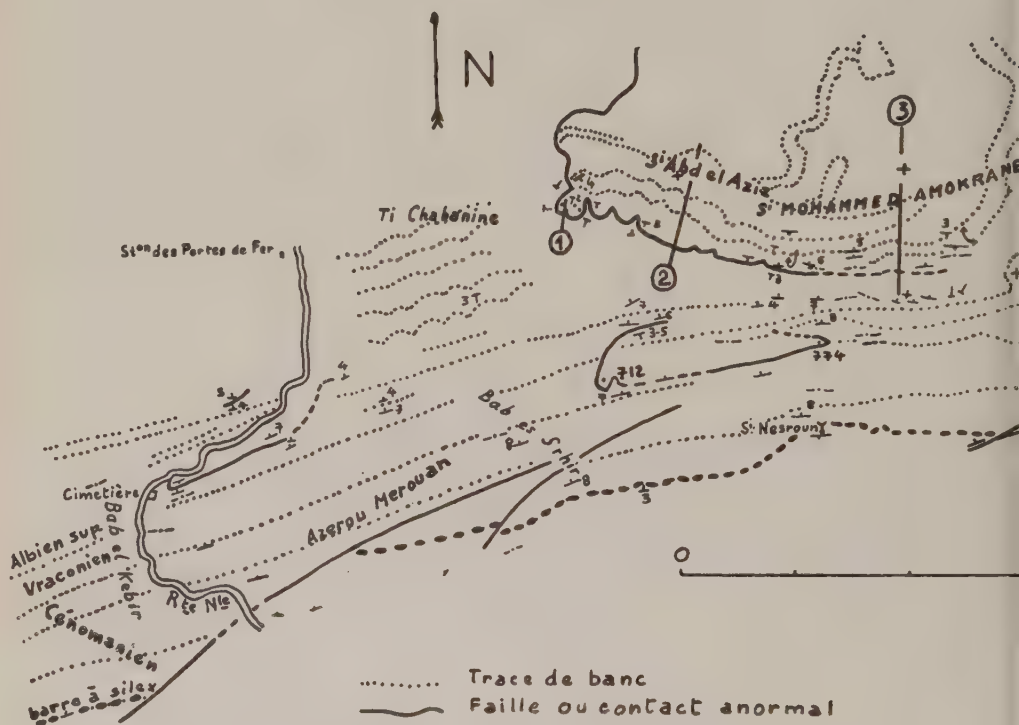
Le piton représenté au premier plan est situé au point C.L. 654,800 - 325,925. Il constitue la terminaison occidentale du lambeau de calcaires albo-vraconiens, arraché à la chaîne des Biban, et légèrement transporté vers le S. Un tel décollement superficiel a pu être provoqué par le passage des unités B et C, en provenance du Tell septentrional.

1 : calcaires broyés ; 2 : bandes calcaires parallèles au contact anormal ; 3 : lame de calcite soulignant le contact anormal ; 4 : calcite bréchique jalonnant un décrochement WNW - ESE, recouvert par le lambeau de décollement ; 5 : barre calcaire décollée ; CA : contact anormal ; Eb : Éboulis.

3° Régions orientales :

Sur la feuille Bordj-Boni, la bordure S de la zone bibanique est toujours formée de Sénonien, plongeant normalement ou déversée au S, et passant sous les unités B ou C. L'Albo-Cénomaniens calcaire dessine plusieurs replis. D'W en E, ce sont l'anticlinal de Boukton, les synclinaux de l'O. Kranafou, de Bordj Boni, de Kariou, les anticlinaux de Kolla, d'Asga et des Beni Lalem (fig. 118).

La faille ramifiée de Bordj Boni sépare ces replis méridionaux du vaste anticlinal des Beni Ayel. Le flanc méridional de ce dernier.

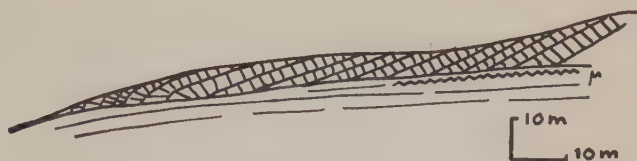


- Trace de banc
- Faille ou contact anormal
- <4 pendage de 40°
- C synclinal
- ∩ anticlinal

S

N

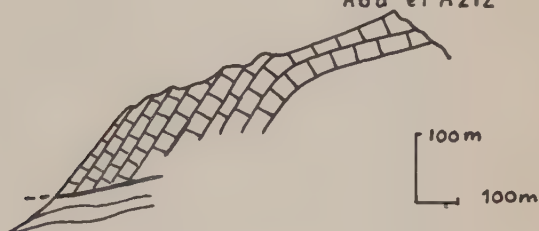
①



Coupe 1. Repos des calcaires cenomaniens sur les marnes albiennes (M: brèche tectonique)

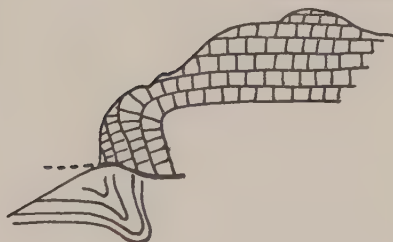
Abd el Aziz

②



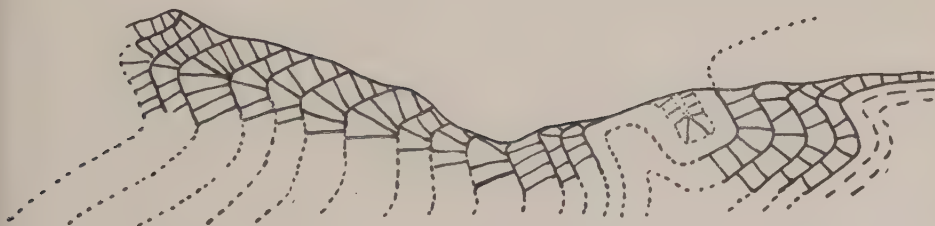
Sidi Mohammed Amokrane

③



5 km

④



Coupes 2-3-4 Terminaison de l'accident supportant le faux-autochtone de Sidi Mohammed Amokrane

FIG. 122. — La chaîne des Biban et l'unité de Sidi Mohammed Amokrane, à l'E de Bab el Kebir.

La carte donne les traces de bancs et les éléments structuraux immédiatement reconnaissables sur le terrain. Elle n'est pas interprétée et ne représente pas, en particulier, les prolongements de l'accident passant au N du cimetière des Portes de Fer.

Les coupes 1 à 4 sont commentées dans le texte. L'échelle figurée à côté de la coupe 2 vaut pour les coupes 2 à 4.

dessine en plan de larges ondulations et montre constamment un net déversement au S. Dans la partie axiale, plusieurs replis se relaient d'W en E : anticlinal de Tabouanant, synclinal de Guelaa, etc... De Bounda Kebira à Taourmitte, une faille tranche la série crétacée, d'abord parallèlement, puis obliquement aux couches (fig. 63 et 118).

Le flanc N de l'anticlinal des Beni Ayel est incomplètement représenté en surface. Il est en effet chevauché par le bord méridional du domaine des Babors, étudié par G. Lucas (1955d) dans la région d'Iril Ali.

4° Les problèmes du faux-autochtone à l'intérieur de la zone bibanique :

a. *Unité de Sidi Mohammed Amokrane* (fig. 118, 122 et 123).

Le recouvrement de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane est surtout bien net à l'E de la route nationale. A l'W de Sidi Abd el Aziz (fig. 122 et pl. phot. D), les calcaires vracono-cénomaniens à plongement S reposent manifestement¹ sur l'Éocrétacé plongeant faiblement vers l'E ou le NE. En plan, le contact anormal dessine de profondes indentations témoignant de sa situation voisine de l'horizontalité. Lorsqu'on se dirige vers le N, ce contact rencontre à l'W du Dj. Mata, la faille chevauchante de Bordj Boni, qui affecte les couches recouvrantes. Ensuite, il tranche obliquement le flanc S de l'anticlinal du Dj. Adrar Gourioul. Ce dernier repose sur l'Éocrétacé, que découpe une faille subméridienne. A l'W de cette faille se développe l'ondulation synclinale d'El Marhir. Encore plus au N, le contact anormal rencontre la partie axiale de l'anticlinal du Dj. Adrar Gourioul, dont les grosses barres calcaires albo-cénomaniennes sont brusquement interrompues, comme on le voit facilement de la route nationale. Le recouvrement, jusqu'ici indiscutable, est moins évident au delà, car le contact se dirige d'E en W, et demeure parallèle à la direction des couches crétacées. En suivant de proche en proche la ligne de discontinuité, depuis le Dj. Adrar Gourioul, on est conduit à lui faire traverser la route nationale, au point C.L. 648,00 - 334,35. Puis elle passe le long du flanc S du synclinal perché d'Azerou Kollal. Sur cette dernière partie du parcours, on peut admettre que le rejet de l'accident est très faible. De Sidi Abd el Aziz au synclinal d'Azrou Kollal, l'ampleur du chevauchement se réduirait ainsi considérablement. Mais il reste à découvrir la patrie d'éléments tels que les anticlinaux du Dj. Adrar Gourioul et de Sidi Abd el Aziz. Deux solutions se présentent : — le contact anormal a pris naissance dans une série déjà plissée. Les « racines » des anticlinaux sont restées en profondeur, dans l'« autochtone ».

Or, des « racines », devant comporter des calcaires albo-cénomaniens, n'existent nulle part dans l'unité des Portes de Fer, qui constitue l'autochtone

1. Avec interposition locale d'une brèche de friction formée de gros éléments calcaires. La fig. 122 désigne cette brèche sous le symbole μ , mais il ne s'agit pas de mylonite. En effet, ce dernier terme a été créé par Lapworth (1885) pour désigner des microbrèches à texture fluidale.

Même remarque pour la fig. 125.

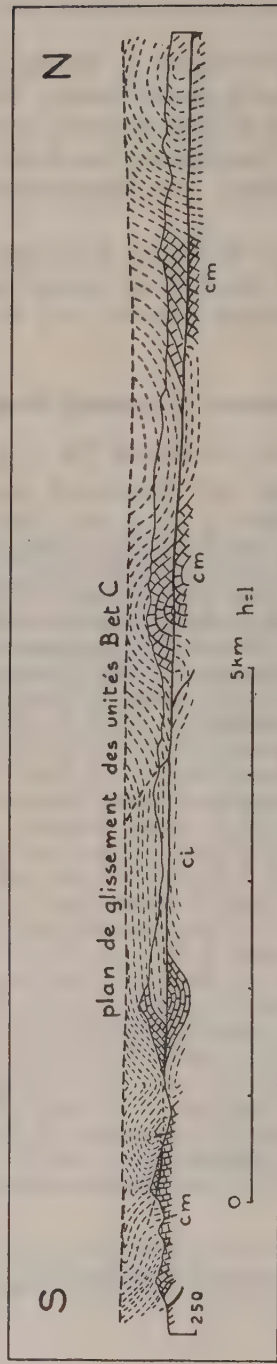
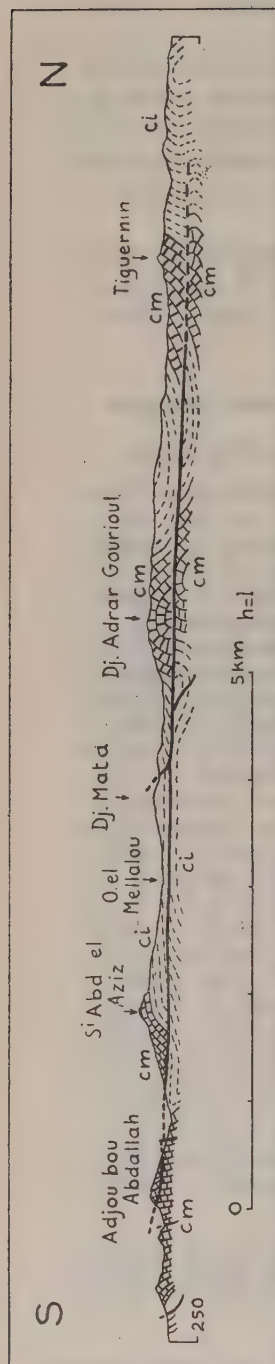


Fig. 123. — Deux interprétations de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane.

Ci : Éocrétacé, Cm : Albo-Cénomani.

La coupe supérieure est établie en supposant que l'unité de Sidi Mohammed Amokrane s'est déplacée du N au S. On a dessiné par conséquent, sous Si Abd el Aziz et sous Dj. Mata, un pli profond correspondant à l'anticlinal des Portes de Fer, visible à l'W de la coupe. Cette interprétation ne permet pas d'expliquer l'origine du Cm de Si Abd el Aziz.

Par ailleurs, les structures profondes dessinées sous Dj. Adrar Gourioul et sous Tiguernin, sont entièrement interprétatives. Le lambeau figuré sous Adjou bou Abdallah est situé, géographiquement, au NW de Sidi Nesroun.

La coupe inférieure fait apparaître, sous Si Abd el Aziz, un synclinal albo-cénomani qui peut exister, en profondeur, à l'E de la coupe. Dans cette interprétation, le monoclin de Si Abd el Aziz s'est déplacé du NE au SW, ou du NNE au SSW.

Le prolongement des couches est figuré au-dessus de la surface du sol. On peut ainsi mettre en évidence l'amortissement progressif du chevauchement, observé sur le terrain à l'E de Si Abd el Aziz et figuré sur la coupe au S d'Adjou bou Abdallah.

L'amplitude du déplacement horizontal est maxima dans la partie médiane de la coupe (Dj. Adrar Gourioul). Un nouvel amortissement peut se manifester au N de Tiguernin. On a figuré hypothétiquement le plan de glissement des unités B et C, qui auraient provoqué le décollement de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane, après expulsion des lames A₃-A₄.

relatif à l'unité de Sidi Mohammed Amokrane. Ils devraient être recherchés sous le synclinal d'Azerou Kollal ou plus au N, si le chevauchement s'est opéré vers le S ou vers le SE.

— le contact anormal provient d'un décollement au sein du Crétacé peu au pas plissé, par exemple au niveau de l'Albien supérieur, où le passage des schistes aux calcaires correspond à une variation de compétence des roches. Au cours du glissement ultérieur, l'unité décollée de Sidi Mohammed Amokrane s'est plissée et a subi un rabotage basal. Puis l'unité « autochtone » des Portes de Fer s'est déformée en un vaste anticlinal, à peine compliqué de replis locaux.

Dans ce cas, le rabotage basal, et la disparition de matière qui en résulte, requièrent un transport sur une distance assez longue.

Les deux hypothèses qui viennent d'être proposées conduisent à penser que le synclinal d'Azerou Kollal, formé de calcaires allo-cénomaniens, s'est déplacé sur une assez grande distance, par rapport à son substratum éocrétaqué.

Si l'on revient à présent dans le secteur de Sidi abd el Aziz, pour se diriger au S de Sidi Mohammed Amokrane, on observe le prolongement méridional du contact (fig. 122). Ce dernier est encore bien caractérisé sur une certaine distance, tant que les calcaires redressés surmontent des marnes à faible plongement ou horizontales (coupes 1 et 2). Mais, au niveau de la coupe 3, les couches tendent à devenir parallèles dans les deux séries superposées. Plus à l'E, la forêt et la croûte calcaire ne permettent pas des observations très précises. Mais il semble bien que la structure de Sidi Mohammed Amokrane se relie à la chaîne des Biban par un pli synclinal, sans discontinuité. Au delà, il n'est, en tout cas, plus possible de déceler un contact anormal. Ces dernières observations conduisent à envisager sous un nouvel aspect le rapport entre unité de Sidi Mohammed Amokrane et unité des Portes de Fer. Le déplacement de l'unité chevauchante a pu s'effectuer du NE au SW. L'anticlinal de Sidi Abd el Aziz, tout proche de la terminaison du contact anormal, pourrait représenter la partie superficielle d'un pli dont la partie profonde, située au NE, est actuellement masquée par le recouvrement. Il en serait de même pour l'anticlinal du Dj. Adrar Gouriou.

On peut donc supposer que l'unité de Sidi Mohammed Amokrane représente une lame tectonique décollée du substratum éocrétaqué dans la partie médiane de la zone bibanique. L'ampleur du chevauchement serait maxima dans la partie centrale, de la zone, et s'annulerait sur sa marge méridionale. Lors du décollement, la zone bibanique pouvait dessiner un vaste bombement aplati, dont la carapace calcaire albo-cénomaniennne fut entraînée par les unités B et C. Ces dernières se sont en effet déplacées à l'intérieur de la zone bibanique, suivant une direction générale NS, mais qui pouvait localement passer à NE - SW. L'action des unités B et C ne se fit sentir que sur la partie haute du bombement, ce qui expliquerait l'atténuation progressive du chevauchement lorsqu'on approche du revers S de la zone bibanique.

b. *Région de Sebkha* (fig. 124 et 125).

La région de Sebkha, située dans la partie SW de la feuille Beni Mansour, a déjà fait l'objet d'une étude particulière (Caire A., 1955). Il me semble toutefois important de revenir sur quelques points qui témoignent de sa grande originalité. J. Savornin (1920a, p. 96, fig. 7, et 1923b) y avait reconnu un développement particulièrement important d'affleurements triasiques, fait inhabituel au sein de la zone bibanique. L'amas intrusif décrit par cet auteur se décompose à vrai dire en lames plus ou moins épaisses, et diversement recoupées par la surface topographique ; mais la seule présence de ce Trias, à faible distance des unités B et C de la zone subbibanique, pose d'importants problèmes structuraux.

Sur la carte fig. 124, on reconnaît, du S au N, les éléments suivants :

— l'anticlinal crétacé, prolongeant l'unité des Portes de Fer, fait affleurer le Sénonien, plongeant faiblement vers le S et recouvert par les semelles triasiques des unités B et C ; puis le Cénomanién, fortement redressé dans le Djebel Sra Tigrine ; et enfin le Flysch éocrétacé qui s'étend vers le NE. Sur le flanc NW du pli, le Cénomanién offre des ondulations multiples, d'orientations variables, tranchées obliquement par des contacts jalonnés de Trias ou par des lames triasiques continues. Sur la fig. 125, les coupes I, II, V et VI indiquent les relations de détail entre ce Trias et les terrains encaissants, alors que les coupes III et IV donnent une interprétation générale de la région étudiée.

FIG. 124. — Carte géologique de la région de Sebkha.

1 : Trace des principaux bancs calcaires et gréseux (le niveau repère des calcaires à silex turoniens ? est noté *st*) ; 2 : contour fictif ; 3 : failles et contacts anormaux ; 4 : synclinal ; 5 : anticlinal ; 6 : point coté ; 7 : pendages ; de g. à dr. : horizontal, faible, fort, vertical ; 8 : limite des feuilles au 1/50.000^e El Esmam au NW, Beni Mansour au NE, Oued Okris au SW, Mansourah au SE ; 9 : village kabyle ; 10 : trace des coupes de la figure 125. Le carroyage kilométrique Lambert n'a pas été tracé. Seules sont portées les coordonnées sur les côtés du cadre.

Sur le bord méridional de la carte affleurent les unités B et C de la zone subbibanique. Elles recouvrent le flanc S de l'anticlinal des Portes de Fer, élément méridional de la zone bibanique. La partie axiale de l'anticlinal est formée, entre Iril Mellala et le Dj. bou Hafen, par un flysch éocrétacé. Ce dernier est limité, vers le NW, par un contact jalonné de lentilles triasiques. Au SW du Dj. Manhar, le flanc NW de l'anticlinal et intensément replissé. Il se prolonge, par-dessus l'amas triasique du Dj. Manhar, jusque dans le secteur de Sra Intizi. Au N d'Ouled Rached, il est traversé par une lame triasique. L'unité des Portes de Fer est limitée vers le N par un contact anormal injecté de masses triasiques plus ou moins épaisses. Elle recouvre le « pays du Flysch » septentrional, formé de deux unités : unité de Sebkha, à l'E, recouvrant, par l'intermédiaire d'une lame triasique, l'unité occidentale du Dj. Handjour.

On y voit que le flanc N de l'anticlinal des Portes de Fer recouvre le Flysch septentrional par l'intermédiaire d'une lame de Trias, et que cette dernière se divise, dans la région d'Ouled Abd Allah, en deux « filons » qui encadrent une bande de Cénomanién. La superposition est particulièrement nette dans le Djebel Manhar, où un paquet cénomanién flotte sur le Trias.

— le « pays du Flysch », qui s'étend au N de l'anticlinal est divisé en deux secteurs. Le secteur situé au N de Sebkha correspond à l'« unité de Sebkha » qui recouvre l'« unité du Dj. Handjour » (v. fig. 125). Leur limite commune est représentée par une lame de Trias qui semble émaner du Dj. Manhar, et qui est figurée en pointillés, au-dessus de la surface du sol, sur les coupes III et IV.

Plusieurs hypothèses peuvent être proposées sur les relations du Trias et des terrains encaissants (Caire A., 1955, p. 373). La plus simple consiste à imaginer une injection de Trias dans le Flysch éocrétaqué, avec infiltrations locales à la base de la série calcaire albo-cénomaniénne. Cette dernière a pu se décoller et glisser vers le S, entraînée par les unités B et C en transit dans la zone bibanique. L'anticlinal des Portes de Fer serait donc, dans la région de Sebkha, en avance tectonique sur le pays du Flysch

FIG. 125. — Coupes dans la région de Sebkha.

Secteur occidental.

I. Coupe annexe, prise sur la rive gauche de l'Oued, à l'Ouest du point 867.

II. Coupe principale, suivant le lit de l'Oued.

t : complexe triasique ; ct : zone de transition, montrant des marno-calcaires et calcschistes pénétrés de veinules triasiques et contenant des veines de calcite secondaire ; c : calcaires, marno-calcaires et marnes de la série des Portes de Fer ; f : flysch crétaqué (schistes verdâtres et grès quartziteux).

Sur ces coupes, comme sur les suivantes, le flysch est représenté par des traits interrompus, la série des Portes de Fer par des traits pleins, les pointillés correspondent à des limites interprétées. L'interprétation se fonde sur les faits observés de part et d'autre des coupes.

Sur le profil II, la croix indique le confluent de l'Oued Mellah et de l'Oued Oucherch.

Secteur central.

III. Coupe annexe passant à 150 m à l'Est du point 982.

IV. Coupe principale passant par le méridien Lambert $x = 631$.

Même légende que ci-dessus, avec, en plus, B et C : unités B et C de la zone sub-bibanique (Extrémité Sud de la coupe IV).

Le trait fort représente le contact anormal entre calcaires et flysch du flanc nord de l'anticlinal. Les lettres S et H représentent, dans leur situation relative, les unités de Sebkha et du Djebel Handjour, limitées par des lames triasiques.

Secteur oriental.

V. Coupe suivant l'Oued Amzlou.

VI. Zone de contact sur le flanc nord du Djebel Lalla Zinab.

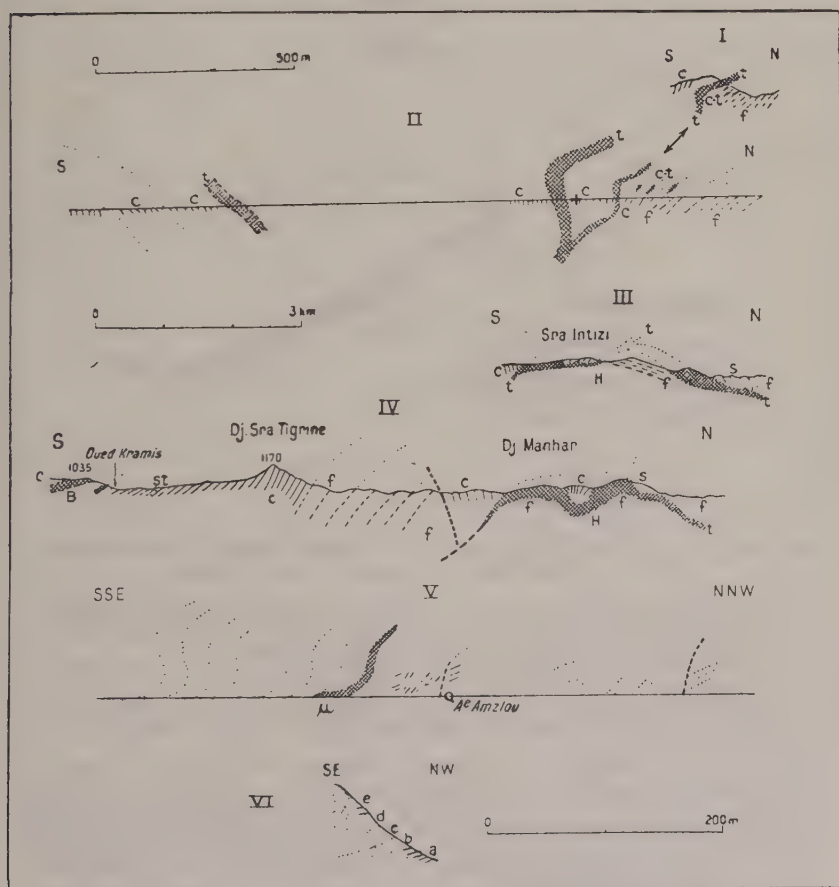
Même légende que ci-dessus, avec, en plus, μ : brèche tectonique.

La zone de contact figurée sur la coupe VI présente le même aspect qu'au SW de Sebkha : a : flysch contenant des bancs de grès (teinte brune) ; b : calcaires en dalles minces et marnes grises à *beef* (teinte grise) ; c : marnes (teinte blanchâtre) ; d : flysch sans grès ; e : flysch avec bancs de grès.

septentrional. Il s'agirait d'un phénomène relativement superficiel, analogue à celui qui a provoqué la formation du faux-autochtone de Sidi Mohammed Amokrane (voir ci-dessus).

5° Relations entre la bordure méridionale de la zone bibanique et la lame A₄ :

Le revers S de la chaîne des Biban est constitué par une série sénonienne, recouvrant normalement le Cénomaniens, plongeant vers le S et localement déversée dans cette direction. A petite échelle, les directions structurales observées à l'intérieur de la lame A₄ sont obliques à la direction de la chaîne des Biban (ex : anti-



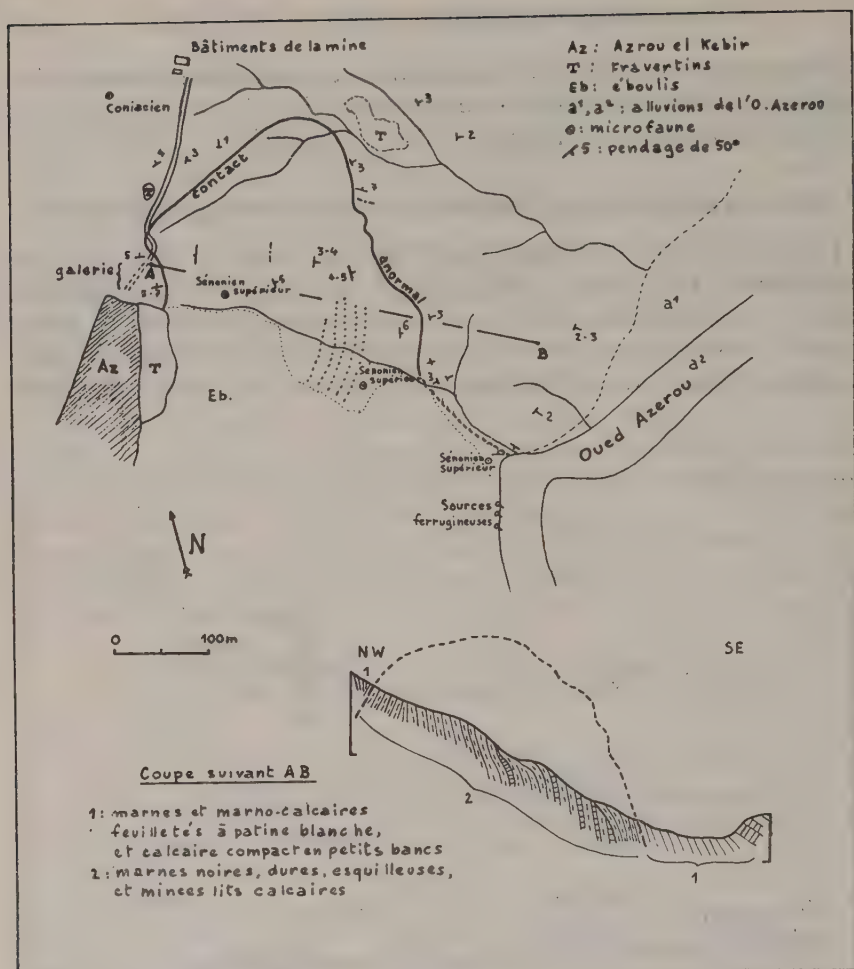


FIG. 126. — Le contact anormal séparant les zones bibanique et subbibanique, au pied septentrional du chaînon d'Azrou el Kebir.

La carte ci-dessus a été levée sur fond topographique provenant de l'agrandissement de photographies aériennes. La coupe annexée, ainsi que la fig. 127, permettent de se faire une bonne idée du contact anormal qui sépare :

— au N : le Sénonien inférieur du flanc méridional de l'unité des Portes de Fer (zone bibanique) ;

— au S : l'arête albienne d'Azrou el Kebir et le Sénonien supérieur de la lame A₄, séparés par un contact anormal. Les affleurements sénoniens de cette région sont décrits p. 257, § 4°.

Pour observer le contact anormal, il suffit de remonter l'Oued Azerou à partir du gué que traverse la piste du Hammam el Biban. Sur la rive gauche de l'oued, la surface de contact est verticale, de direction NW - SE, et soulignée par une brèche à cailloux noirs avec efflorescences blanches. Elle sépare des calcaires noduleux plongeant de 80 à 85° au SW, et les calcschistes du Sénonien supérieur. Lorsqu'on gravit la pente, la même surface est gondolée, et toujours accompagnée de brèches lorsqu'elle est bordée de roches dures.

Terminaison septentrionale

d'Azrou el Kebir (Chaîne des Azerou)



Fig. 127. — Structure de la région située au S du Hammam el Biban.

Vue prise de la piste du Hammam, près de son embranchement avec la route nationale.

I : arête calcaire de la chaîne des Azerou ; 2 : marnes et marno-calcaires feuilletés du Sénonien inférieur ; 3 : marnes gris foncé du Sénonien supérieur ; 4 : marnes gris foncé, avec quelques intercalations calcaires blanches ou jaune clair, du Sénonien supérieur ; 5 : Sénonien inférieur essentiellement calcaire ; 6 : marnes feuilletées et calcaires du Sénonien supérieur ; CA : contact anormal séparant le Sénonien inférieur de l'unité des Portes de Fer (termes 2 et 5) et le Sénonien supérieur de la lame A₄ (termes 3, 4 et 6). Ce contact passe à l'extrémité septentrionale de la chaîne des Azerou.

M : miroir avec brèche tectonique ; A : éboulis ; T : travertins.

clinal de Mzita). Dans le détail, il est souvent difficile de saisir les relations entre la série sénonienne solidaire de la chaîne des Biban et la lame A₄. L'abondance des dépôts superficiels, le grand développement des niveaux de marnes homogènes, l'imprécision de la microfaune en sont les responsables. On observe cependant, en quelques points privilégiés, des discontinuités entre les deux séries.

Au S du Hammam el Biban, le Sénonien lié à l'Éocène sur le bord E de la chaîne des Azerou est séparé, par un contact anormal, du Sénonien de la chaîne des Biban (fig. 126 et 127).

Il est difficile de suivre et surtout de localiser exactement ce contact à l'W d'Azrou el Kebir et à l'E de l'Oued Azerou, car il passe au sein des couches monotones du Sénonien « vaseux », recouvertes par surcroît, sur de vastes étendues, par des dépôts superficiels. D'ailleurs, cet accident doit accompagner le déversement du flanc S de l'anticlinal des Portes de Fer, et disparaître lorsque les couches reprennent une disposition normale.

Le Sénonien qui affleure sur le revers S de la chaîne des Biban, offre des replis, particulièrement accentués dans la région de Beni Ouagag (Caire A., 1954a) fig. 128, et près d'Aine el File.

J'ai interprété ce phénomène comme un décollement intraformationnel, présidant à la séparation de la lame A₄, écoulée vers le S (v. p. 619).

A l'ESE d'Aine el File, le Sénonien inférieur plonge vers le S. Entre le point coté 803 et Tirouatin, le pendage varie de 30° à la verticalité. La série, calcaire et calcaréo-marneuse, est découpée par des diaclases de direction SW-NE. Sur les affleurements exigus, cette direction pourrait être prise pour celle des bancs.

Au N de Tizi Gamden, cette série montre, à un certain niveau, des phénomènes de slumping. Les bancs se contournent et se fragmentent. Comme au S de Beni Ouagag, on passe d'une série calme à une « nappe naissante ». Les déplacements par rapport au substratum bibanique doivent augmenter d'amplitude au fur et à mesure qu'on s'élève dans le Sénonien plissé et disloqué de sa bordure méridionale. On comprend ainsi comment peut s'opérer le décollement progressif de la lame A₄, et pourquoi la limite est souvent peu nette entre cette lame et la série des Biban.

Dans les régions situées à l'W et à l'E de la dépression des Portes de Fer, la zone de décollement est masquée par les unités B ou C.

En résumé, la bordure sénonienne de la chaîne des Biban est

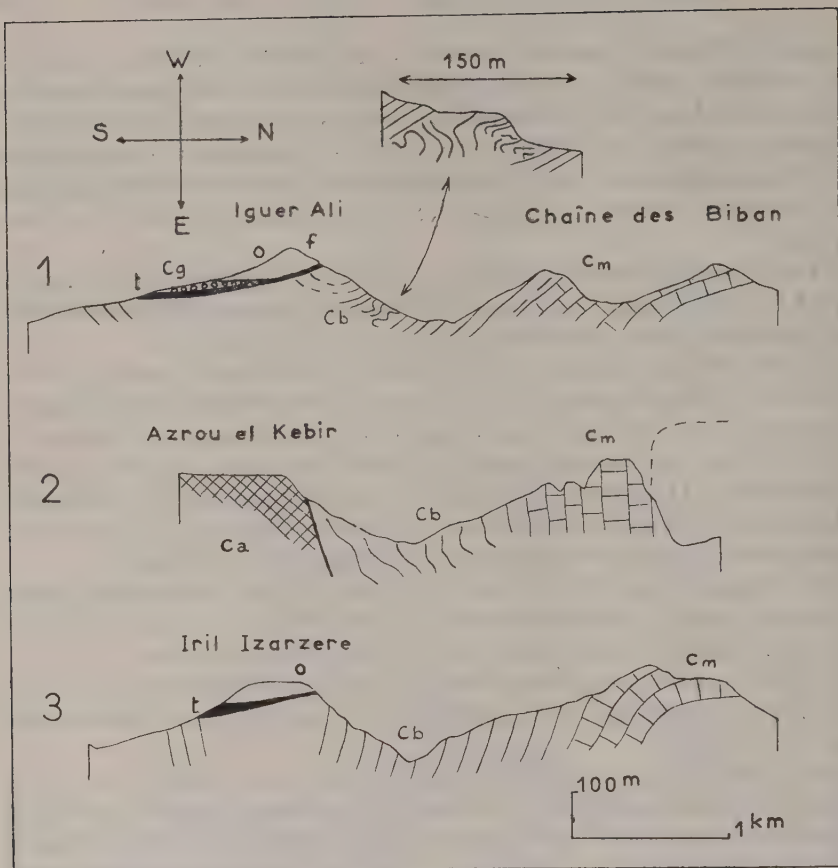


FIG. 128. — Divers aspects de la bordure sénonienne de la chaîne des Biban.

Légende : t : complexe triasique ; Ca : Crétacé de la chaîne des Azerou ; Cm : Céno-manien (et Turonien ?) de la chaîne des Biban ; Cb : Sénonien vaseux, dit bathyal ; Cg : Sénonien conglomératique de la lame C_1 ; O : Oligocène.

Commentaire : Les coupes ne donnent que les relations des terrains observés en surface, et non l'interprétation profonde. L'échelle est approximative.

La coupe 1 passe immédiatement à l'E du village de Beni Ouagag. Dans le Sénonien, en situation normale, apparaît un niveau de décollement, dont la structure détaillée est donnée au-dessus de la coupe. Le relief d'Iguer Ali, dont la structure est très schématisée, représente un lambeau de l'unité C.

La coupe 2 montre le Sénonien déversé au S de Bab el Kebir, avec disharmonies, mais sans niveau de décollement caractérisé. Ce Sénonien chevauche le Crétacé d'Azrou el Kebir.

La coupe 3 passe dans la région de Boukton. Le Céno-manien y montre des disloca-tions, non représentées ici, mais on note l'absence de décollements dans toute la partie du Sénonien visible aux affleurements. Peut-être un niveau de décollement passe-t-il sous le lambeau d'Iril Izarzère, appartenant à l'unité C.

séparée de la lame A₄ par des contacts anormaux locaux et par des zones de dislocation de type particulier. Bien qu'on ne puisse déceler un accident continu, entre ces deux éléments structuraux, on peut envisager l'existence d'une zone de décollement, secondairement et localement déformée par le déversement de la zone bibanique. Cette dernière acquiert en certains points une allure chevauchante (Chaîne des Biban *s. str.*). Le contact anormal observé à la terminaison septentrionale d'Azrou el Kebir ne peut être localisé avec précision de part et d'autre de ce chaînon. Cependant, des arguments régionaux (opposition de faciès entre Azrou et Biban, différences de structure entre A₄ et Biban) conduisent à prolonger cet accident (fig. 63) le long du revers méridional de la chaîne des Biban. Le contact anormal doit être masqué, à l'W et à l'E, par les unités B et C.

6° Remarques sur le déplacement de la zone bibanique :

On a vu que, dans la région des Azerou, l'anticlinal des Portes de Fer chevauche la lame A₄. Ce chevauchement est très localisé, puisqu'il ne se manifeste plus dans la région de Beni-Ouagag. Dans la région de Sebkha, on peut admettre qu'il est remplacé par un décollement plus profond, s'effectuant à l'intérieur même de l'unité des Portes de Fer, et permettant le glissement des couches albo-sénoniennes au-dessus du Flysch éocrétaqué. De la sorte, on peut imaginer que le déplacement total, en direction du S, de l'Albo-Sénonien de l'unité des Portes de Fer, conserve à peu près la même valeur sur les méridiens des Azerou, de Beni Ouagag et de Sebkha. Suivant les régions, ce déplacement s'exprimerait par un chevauchement ou par un glissement profond : chevauchement au N d'Azrou el Kebir, où l'on observe pas de décollement au toit de l'Éocrétaqué ; glissement dans la région de Sebkha, où l'anticlinal des Portes de Fer ne chevauche sans doute pas la lame A₄, bien qu'on ne puisse observer la limite de ces deux éléments structuraux, masquée par les unités B et C. Dans la région intermédiaire s'effectuerait le passage progressif d'un phénomène à l'autre.

À l'E de la région des Azerou, on ne voit pas le Sénonien de la chaîne des Biban chevaucher la lame A₄. Mais plus au N, dans la région de Boukton, les calcaires cénomaniens sont écaillés et se sont plus ou moins désolidarisés de leur couverture sénonienne. Encore plus au N, on observe le décollement de Sidi Mohammed Amokrane, accompagné d'une translation de l'Albo-Cénomaniien

calcaire vers le S. A l'E de Sidi Mohammed Amokrane, cet Albo-Cénomanién est affecté de replis qui témoignent d'un rétrécissement de la couverture.

De la région de Sebkha à la région de Boukton, on peut donc admettre que la couverture calcaire albo-cénomaniénne de la zone bibanique, s'est déplacée vers le S. Suivant les méridiens, ce déplacement correspondrait à un chevauchement en masse de l'unité des Portes de Fer, ou à un décollement au toit du Flysch éocrétaé. Pour résumer cette interprétation, on peut dire qu'il y aurait compensation, suivant les points, entre un chevauchement externe et un décollement interne de la zone bibanique.

7° Conclusion :

Dans son ensemble, la zone bibanique présente des analogies avec les « ruga tettonica » des auteurs italiens (Merla, 1951 ; Migliorini, 1948a, b). Cette comparaison a déjà été faite par J. Flandrin (1955b, p. 395). Mais la ride bibanique montre des décollements internes suivant des plans de discontinuité voisins de l'horizontale. Lorsque le chevauchement de la chaîne des Biban s'accroît, et particulièrement dans la région des Portes de Fer, on assiste à la réalisation d'un type structural analogue aux « plis-écailles » de B. Gèze (Lapparent A. F. de, 1950).

J'ai envisagé (Caire A., 1951b, 1953e) plusieurs hypothèses, allant du chevauchement réduit, au décollement d'ensemble de la chaîne des Biban, et j'ai bien précisé que la vérité pouvait se situer entre ces deux solutions extrêmes. On vient de voir que le déplacement de la zone bibanique vers le S pouvait s'exprimer à divers niveaux de la couverture crétacée. Ces problèmes n'ont de réelle importance que dans la recherche des patries. En effet, si la chaîne des Biban, chevauche largement son avant-pays méridional, une partie des lames de l'unité A peut être originaire de la région ainsi recouverte. Si la zone bibanique ne représente qu'un « faux-autochtone », dont les chevauchements internes s'atténuent vers le S, il faut chercher l'origine des lames A₁ et A₂ dans la zone subbibanique, celle des lames A₃ - A₄ dans la zone bibanique (p. 655 sq.). Cette dernière hypothèse doit prévaloir.

Ainsi, la zone bibanique — ou du moins sa partie méridionale, visible aux affleurements — offre une étroite parenté avec les lames A₃ - A₄, qui représentent son ancienne couverture. A ce point de vue, la zone bibanique peut être rangée dans l'unité A.

VIII. — MISE EN PLACE ET ORIGINE DE L'UNITÉ A

Afin de ne pas renvoyer trop souvent le lecteur aux précédentes parties de l'exposé, je rappellerai, dans ce chapitre, un certain nombre de données antérieurement acquises.

1° Mécanisme de mise en place :

Suivant les résultats de l'étude stratigraphique (p. 465) les sédiments d'âge miocène inférieur reconnus dans l'autochtone et le subautochtone se sont déposés dans une fosse d'allure subsidente. Celle-ci devait être bordée, au N, par un talus où se formèrent les dépôts miocènes de la dépression subbibanique. De ce talus, peut-être ondulé dans le détail, se sont décollées des lames de Sénonien néritique. Les conglomérats et grès à Pectinidés qui recouvrent les klippes sédimentaires sénoniennes se sont probablement constitués avant le glissement de ces lambeaux dans la mer miocène. En effet, ces dépôts sont assez strictement localisés au toit des klippes et ne se prolongent pas dans la série encaissante, au-delà des extrémités des lentilles sénoniennes. Par ailleurs, il est improbable que les conditions bathymétriques régnant sur le talus ou le fond de la mer, aux points d'arrivée des klippes, aient permis la formation de gros galets et le remaniement de grès miocènes déjà déposés. Il est beaucoup plus simple d'admettre que les lames sénoniennes se sont détachées sur le bord d'une ride submergée, déjà couverte de poudingues et de formation littorales et soumises à des déformations qui la transformaient en une sorte de cordillère.

Les conglomérats rouges inclus dans les couches miocènes banales de la région d'El Khreb se sont peut-être mis en place à la manière des klippes sédimentaires. Il s'agirait d'un phénomène analogue à celui que signale M. Dreyfuss (1945).

Dans le secteur du K^{at} el Melez, les klippes sédimentaires sénoniennes se disposent parallèlement aux couches miocènes. Mais certaines klippes rencontrent parfois obliquement les bancs miocènes sous-jacents. Ces lambeaux de glissement ont donc pu exercer une action de rabotage sur leur substratum.

Une accentuation du soulèvement affectant le talus a provoqué le glissement généralisé du Sénonien néritique et, localement, de l'Éocène (faciès de Nador) superposé. C'est la lame A₂ tout entière

qui a pu, de cette façon, se sédimenter dans le Miocène de la dépression, et certains compartiments du massif de Kasbah, basculer dans une partie plus profonde du sillon.

Sur ces lambeaux de dimensions très variables se sont déposées de nouvelles couches de sédiments miocènes.

A la même époque, le Nummulitique de la lame A₃ devait se situer sur le bord du bassin sud-tellien. Des loupes de glissement, et de vastes lambeaux se détachèrent du front de cette lame et se sédimentèrent à leur tour dans la mer miocène. On les observe actuellement dans la dépression subbibanque, dans la couverture des massifs du Dj. Choukhot et du Dj. Kasbah.

On doit rattacher à ces lambeaux de glissement (contenant des marnes grises du Lutétien supérieur-Bartonien), l'unité d'El Mouilha (S. N. Repal, 1952d, pp. 18-20) interstratifiée dans le Miocène de la dépression hodnéenne.

Des courants de turbidité ont même pu transporter des vases provenant du Lutétien supérieur. On expliquerait ainsi la présence sporadique de microfaunes du Lutétien supérieur dans une série de grès, et de marnes nettement datés du Miocène inférieur.

Au cours des phases tectoniques postérieures au glissement des klippes sédimentaires, ces dernières ont pu rejouer au sein du Miocène encaissant. Certains lambeaux d'Éocène calcaire et de Lutétien supérieur, apparaissant en écailles dans le Miocène inférieur, n'ont peut-être pas d'autre origine. Ce serait le cas dans la région de Selatna, en bordure de l'autochtone. Mais cette explication ne peut être étendue à toutes les écailles occupant la même situation, car de nombreuses dislocations sont attribuables aux mouvements post-nappes.

La lame A₃ est beaucoup plus homogène que les précédentes. Son glissement a pu se produire dans la mer ou à l'air libre, sans que l'on puisse décider pour l'une ou l'autre hypothèse, puisque cette lame ne contient pas et n'est pas recouverte de sédiments miocènes. Elle s'est déplacée, dans la partie méridionale de la zone bibanique, à la surface d'une semelle plastique, constituée de marnes sombres du Miocène inférieur, et parsemée de fragments de la lame A₂. La lame A₃ a subi un rabotage basal et a transporté des blocs de grès sableux arrachés à son substratum. Elle est extrêmement disloquée en de nombreuses parties.

La lame A₄ a certainement subi un déplacement notable dans sa partie frontale. Mais, sur la bordure méridionale de la zone bibanique, ses parties les plus profondes peuvent se situer non

loin de leur patrie. On peut admettre, en effet, un décollement progressif au sein des niveaux sénoniens, l'ampleur du déplacement augmentant au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Les lames A₃ et A₄ représentent, au moins dans leur majeure partie, la couverture sédimentaire de la zone bibanique, dans laquelle s'est opérée une sélection tectonique, par décollement aux niveaux du Sénonien inférieur et du Dano-Montien. On peut dire que A₃ est en avance tectonique par rapport à A₄, et qu'il en est de même de A₄ par rapport à la zone bibanique.

Les directions obliques qui caractérisent une partie de la lame A₄ (anticlinal de Mzita et éléments structuraux voisins) peuvent être dues à une déformation postérieure à sa mise en place. Cette déformation aurait été provoquée par des mouvements du substratum, qui se sont clairement manifestés par la surrection de la chaîne des Azerou, elle-même oblique à la chaîne des Biban. Le parallélisme reconnu entre les plis sénoniens et les limites A₃ - A₄ et A₄ - C₂ au N du Dj. Choukchot s'expliquerait aussi par des mouvements post-nappes.

2° Ampleur du déplacement et patrie de l'unité A :

Les superpositions reconnues jusqu'ici permettent d'évaluer l'ampleur du déplacement subi par les lames de l'unité A. (fig. 129).

Considérons tout d'abord la répartition du Miocène autochtone et subautochtone. Si l'on tient compte du fait que les couches des Dj. Mansourah et Choukchot passent en profondeur sous les lames A₁ - A₂, on doit admettre que le Miocène se prolonge sous les nappes de la dépression. On sait en particulier que l'épaisseur du Miocène autochtone, le nombre et l'épaisseur des bancs gréseux massifs contenus dans cette formation, augmentent de la partie S à la partie N du Djebel Mansourah, entre Dar Kbira du Dreat et Djerhalil, sur une distance d'environ 8 km (p. 540, fig. 65).

Que son dépôt se soit effectué sur le bord du bassin subsident, ou dans un sillon accidentant le bassin, on doit admettre que cette formation présente une allure lenticulaire. Si la réduction d'épaisseur de la série s'effectuait, au N et au S de Djerhalil, sur des distances égales, on est conduit à penser que les terrains de l'autochtone se prolongeaient vers le N, jusqu'au niveau du flanc N du Dj. Mzita. Et puisque les lames inférieures de l'unité A, n'ont pas transporté, dans la région de Mansourah, des fragments de Miocène autochtone, ce dernier devrait encore exister en profondeur, jusque dans la partie septentrionale de la zone bibanique.

Cependant, l'amincissement du Miocène autochtone pouvait se produire plus rapidement au N qu'au S de Djerhalil. Ce Miocène s'enfoncerait donc moins loin sous les nappes subbibaniques. On doit compter, toutefois, sur un développement de grès sableux caractéristiques du Miocène auto-

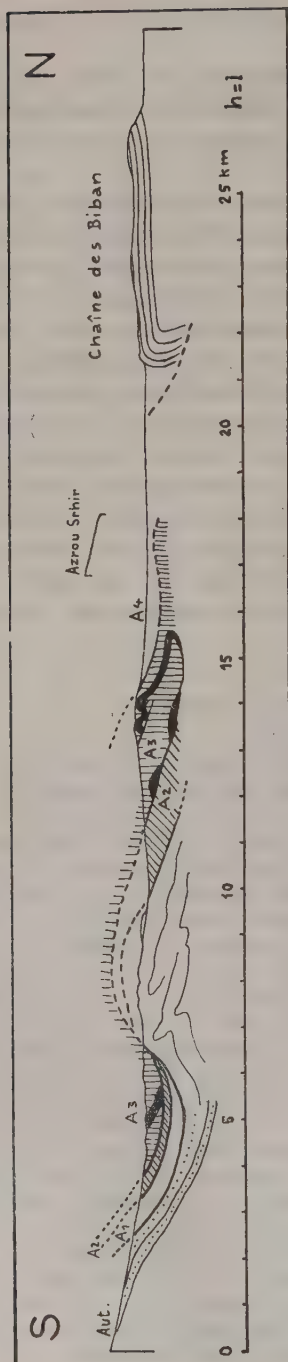


FIG. 129. — Développement des lames de l'unité A suivant le méridien 2 G 20'

Aut : Autochtone ; A₁, A₂, A₃, A₄ : Lames de l'unité A. Les contacts anormaux sont représentés par des traits épais, continus lorsque les recouvrements correspondants sont observés le long de la coupe, tiretés lorsqu'ils sont observés dans des régions voisines.

Les bandes noires figurées dans la lame A₃ représentent l'Éocène calcaire (Thanétien à Lutétien inférieur) du faciès de Mansourah.

Le chaînon d'Azrou Sghir, représenté au-dessus de la coupe, affleure immédiatement à l'E de celle-ci.

Le chevauchement de la chaîne des Biban est hypothétique. Sur cette coupe, les recouvrements sont réduits au minimum. En effet, il est probable que le Miocène autochtone se prolonge, en profondeur, jusqu'au niveau d'Azrou Sghir.

chtone, sous les nappes subbibaniques, jusqu'à plusieurs kilomètres au N de Mansourah.

Au N du Djebel Choukhot, le Miocène autochtone se prolonge aussi sous les nappes, mais sur une distance difficile à évaluer. Si l'on déplie et que l'on reporte en arrière la carapace plissée et chevauchante de ce dernier massif (fig. 68), on est cependant conduit à envisager, ici encore, une large extension de l'autochtone vers le N, jusque dans la partie septentrionale de la zone subbibanique.

En l'absence de données indiscutables, telles que fenêtres ou résultats de sondages, dans la partie N de la zone subbibanique, je n'ai dessiné (fig. 129) que sur une distance méridienne de 3 km, le prolongement du Miocène autochtone sous les nappes de Selatna. Mais il faudrait sans doute augmenter d'une dizaine de kilomètres l'extension, vers le N, de cette série autochtone. C'est dire que les estimations qui vont suivre, touchant l'ampleur des recouvrements, ne représenteront qu'un strict minimum.

Le Miocène de la lame A₁ provient d'un domaine paléogéographique situé au N du domaine autochtone. A titre d'exemple, on peut rappeler que ce Miocène de A₁ repose à la fois sur les flancs S et N du massif du Dj. Choukhot. Ce n'est que dans la région de l'Oued Regassa (fig. 104) que la lame A₁ contient des blocs de grès sableux miocène de faciès autochtone. Ces derniers semblent d'ailleurs avoir été transportés à la base de la lame A₂. Si l'on veut compter au plus juste, on peut évidemment supposer que le Miocène de A₁ n'occupait qu'une zone étroite au N des dépôts du Miocène autochtone, mais qu'il était fort épais, et qu'il s'est largement étalé après son expulsion.

Le Sénonien néritique, à l'état de klippes sédimentaires et constituant la lame A₂, était situé primitivement au N de la région couverte par le Miocène autochtone. Ses affleurements les plus septentrionaux se situent à 8 km au S du Sénonien de la chaîne des Biban.

La lame A₃ est cantonnée sur les flancs du bombement Dj. Choukhot-Forêt de Mansourah. Mais elle a dû le recouvrir sur le méridien de Selatna. Elle arrivait jusque dans la région de Zitoun. En admettant que son extension se limite à la région comprise entre Zitoun et Draa el Onk, la lame A₃, s'étendait donc sur une distance méridienne de 13 km. Il n'existe pas de traces de diverticulation au sein de la série éocène. C'est donc sur une tranche d'au moins 13 km de largeur méridienne que doit porter la reconstitution.

En se fondant sur les valeurs minima de recouvrement, et sans

tenir compte de la distance séparant les « bassins » du Sénonien néritique et du Sénonien « bathyal », on est donc amené à chercher la patrie de la lame A_3 dans la zone bibanique.

Remarques :

1. La localisation du Sénonien néritique dans les lames $A_1 - A_2$, et du Sénonien « bathyal » dans la lame A_4 , est toujours nette à l'W de Mansourah. Elle peut souffrir une exception à l'E de cette localité.

Au SE du Dj. Mzita, le long de la piste de Sidi Makhoul, on observe en effet une bande de Sénonien néritique dans la série « bathyale » de la lame A_4 . Mais il n'est pas possible d'affirmer que cette intercalation néritique est bien interstratifiée dans le Sénonien. On observe d'ailleurs, dans le même secteur, un contact anormal entre le Sénonien « bathyal » et le Miocène groupe $A_1 - A_2$, contact jalonné par une esquille éocène et un bloc de grès miocène. Si l'on doit envisager un passage graduel entre les faciès caractéristiques de A_2 et de A_4 , il en résulte qu'à l'W de Mansourah, la zone des interdigitations entre Sénonien néritique et Sénonien « bathyal » est restée en profondeur, sous les lames $A_3 - A_4$.

2. Supposons un instant l'absence de toute discontinuité structurale entre la Chaîne des Biban et le groupe des lames $A_3 - A_4$. On notera que l'Éocène est constamment renversé, du flanc E d'Azrou el Kebir à Mechta Zenatzia, sur une distance de 15 km. Les lames A_3 et A_4 représentent alors le flanc inverse, déroulé vers le S, de l'anticlinal des Portes de Fer, et doivent être assimilées à la couverture primitive de la chaîne des Biban. Cette hypothèse conduit donc aux mêmes conclusions que précédemment.

Toutes les considérations développées ci-dessus (superpositions, développement méridien des lames allochtones, relations entre la zone bibanique et son avant-pays) conduisent à faire de la zone subbibanique la patrie des lames $A_1 - A_2$. Quant aux lames $A_3 - A_4$, elles sont nettement d'origine bibanique.

3° Conclusions :

L'unité A est caractérisée, dans la zone subbibanique, par des charriages réduits. Elle se divise en deux groupes.

a — Le groupe $A_1 - A_2$, caractérisé par une série stratigraphique comprenant le Sénonien néritique et le Miocène de la dépression

subbibanique, paléogéographiquement associés à l'Éocène faciès Nador-Kasbah. On observe localement une nette séparation entre les lames A₁ et A₂. Ailleurs, les deux lames sont peu distinctes ou forment un complexe indivisible. Localement, la lame A₁ passe, à sa base, au Miocène situé dans le prolongement du subautochtone du Djebel Choukhot. Mais certaines parties de la lame A₁ proviennent de régions plus internes. Lame A₁ et subautochtone contiennent des lambeaux sédimentaires glissés dans la mer miocène. La lame A₂ est formée, en majeure partie, de Sénonien néritique et peut recouvrir la lame A₁, essentiellement miocène. Ailleurs, elle passe en continuité, par sa base, à la lame A₁. Peut-être a-t-elle glissé tout entière dans la mer miocène.

b — Le groupe A₃ - A₄ est bien distinct du précédent, dans la région de Mansourah :

— par la nature des étages représentés. Le groupe Sénonien néritique - Miocène de A₁ - A₂ s'oppose à la série Sénonien - Éocène de A₃ - A₄.

— par les faciès du Sénonien.

D'autre part, ce groupe est en repos anormal constant, soit sur A₁ - A₂, soit sur le subautochtone. Sur le flanc N du bombement Dj. Choukhot - Forêt de Mansourah, les lames A₃ et A₄ se séparent nettement. Dans la région des Azerou, la distinction est moins nette. A₃ est donc né d'une sélection tectonique de plus en plus nette lorsqu'on s'éloigne de la patrie du groupe A₃ - A₄. Il peut s'agir ici d'un phénomène analogue à la diverticulation de M. Lugeon (1943). Une partie de la lame A₄ semble se rattacher à la couverture sénonienne du revers méridional de la chaîne des Biban.

Si l'on essaie d'évaluer l'ampleur des recouvrements, on est conduit à penser que le matériel des lames A₁ - A₂ peut provenir de la zone subbibanique. Les terrains constituant A₃ et A₄ représenteraient donc la couverture initiale de la zone bibanique. Ils se seraient décollés progressivement, les parties profondes de A₄ restant presque « en place » sur la chaîne des Biban, sa partie externe subissant une translation accentuée, les parties intercalaires se déplaçant de valeurs intermédiaires.

Les diverses lames de l'unité A ont été déformées, après leur mise en place, par la surrection des bombements subautochtones de la zone subbibanique et par l'ascension de la chaîne des Azerou. Cette dernière a été découpée, en profondeur, par les failles subverticales, et a percé obliquement les lames A₃ - A₄.

La zone bibanique, étant la patrie des lames A₃ - A₄, ayant subi des décollements, renversements et chevauchements vers le S, peut-être rangée dans l'unité A. Elle représente une partie profonde, parautochtone, de cette unité. Son déplacement vers le S a dû se produire lors du glissement des unités B et C. Seule est visible actuellement sa partie méridionale, qui s'est individualisée au cours des mouvements post-nappes, sous forme d'un large bombement superposé aux structures antérieures.

IX. — UNITÉS B ET C

(fig. 10, 11, 13, 14, 15, 16, 17, 37, 38, 39, 49, 50, 51, 57, 59, 63, 64, 123, 124, 128, 130 à 146, 148, pl. IV)

Les unités de recouvrements ou nappes B et C constituent la partie supérieure de l'édifice allochtone sud-tellien. Elles reposent à la fois sur l'unité A et sur le bord méridional de la zone bibanique. L'unité C est structuralement superposée à l'unité B. Sa surface de base est, à petite échelle, presque horizontale, mais elle a subi des déformations locales, en relation toujours évidente avec les mouvements post-nappes. L'unité B forme, partout où elle est représentée, le piedestal de l'unité C, qui couronne les reliefs de la zone subbibanique (Dj. Morissane, Metnen, Mzita, Harraza, etc...). Le matériel sédimentaire constituant B et C est toujours plissé, mais ses dislocations offrent une intensité variable, suivant la nature lithologique des couches. Ces sédiments ont été étudiés en détail dans les chapitres de stratigraphie (pp. 250, 274, 284, 286, 300, 397, 407, 483).

1^o **Unité B** (fig. 10, 16, 17, 37, 38, 59, **63, 64**, 130, 144, 148, pl. IV) :

a. *Définition* :

A titre d'introduction, on peut définir de la façon suivante les caractères généraux de l'unité B dans la région des Biban.

Structuralement, l'unité B est formée de terrains en recouvrements sur l'unité A et sur la zone bibanique. Le contact anormal de base est souligné par une lame de Trias, parfois réduite à une cicatrice, ou par des marnes sénoniennes plastiques localement

associées à des lentilles triasiques. Sa limite supérieure se confond avec la base de l'unité C. L'unité B se décompose localement en deux lames B₁ et B₂.

Stratigraphiquement, elle est constituée de Sénonien et d'Éocène. Le Sénonien peut revêtir le faciès « vaseux » (dit « bathyal »), caractérisant plus spécialement la lame B₁, ou le faciès à plaquettes calcaires et niveaux conglomératiques, qui apparaît dans la lame B₂. L'Éocène se présente, sous le faciès du plateau sétifien, à l'intérieur de la lame B₁.

b. Historique :

L'unité B a été reconnue, en premier lieu, dans la région de Mansourah (Caire A., 1951b). Elle n'avait jamais été distinguée avant les recherches et les travaux de A. de Spengler (S.N. REPAL, 1952c), qui l'a décrite dans sa zone de Medjana - Paul Doumer.

c. Localisation :

De part et d'autre de la dépression des Portes de Fer, l'unité B peut être facilement observée. Elle correspond à une masse sénonienne reposant, par l'intermédiaire d'une lame de Trias, sur le flanc méridional de la zone bibanique (fig. 63).

Cette lame triasique, plongeant au S, est parfaitement continue sur de nombreux kilomètres. Lorsqu'elle s'interrompt, les différences, de faciès, d'âge et de structure des terrains permettent de localiser le contact anormal.

Au N du massif d'Harraza - Dj. bou Zid, la lame de Trias court d'E en W, au voisinage de la limite entre les feuilles Mansourah et Beni Mansour, puis sur la feuille Oued Okris. Au N des Dj. Metnen et Morissane, le contact jalonné de Trias est très continu, au N de l'Oued Mahadjar, puis sur les rives de l'Oued Chertiouah (fig. 63 et 145).

d. Subdivisions :

En divers secteurs, on ne peut créer de divisions au sein de l'unité B : Le Sénonien « vaseux », formé de marnes grises, de boules jaunes et de calcaires à Inocérames, se mêle aux marnes sombres à nodules écailleux. Il en est tout autrement dans la partie frontale de l'unité B, au S des Dj. Mzita et Metnen, et dans la profonde coupure de l'Oued Mzita, séparant ces deux massifs. J'ai pu

distinguer, dans cette région, deux lames superposées, reposant chacune sur une semelle triasique :

— lame B₁, constituée de Sénonien à marnes sombres et de Sénonien « bathyal » à Inocérames ;

— lame B₂, formée de Sénonien à plaquettes calcaires et niveaux détritiques parfois associé au Sénonien « bathyal ».

Les descriptions stratigraphiques suffisent à préciser les caractères de ces deux lames (pp. 278-284 et 284-286).

Les contact anormaux, à la base ou au sein de l'unité B peuvent être soulignés par le Trias ou par les marnes sombres¹ à nodules écailleux du Maestrichtien, ou par ces deux terrains, associés en un complexe lubrifiant. Les marnes sombres prédominent à la base de l'unité B, dans la région d'Aine bou Rhout, à l'E de Fedala et d'Harraza, au NW du Télégraphe de Medjana, au NE d'Arboul.

Elles remplacent le Trias au NE de la gare de Mzita. Entre Zennouna et Rass Melez, le coussinet de base de l'unité B présente des particularités intéressantes. Les déplacements différentiels, dans la masse sénonienne, ont conduit à l'individualisation d'écailles qui ne présentent qu'une valeur secondaire et locale.

Comme on le verra ci-dessous (Etude régionale, § g), la partie supérieure de l'unité des Portes de Fer et la partie supérieure de la lame A₄ sont parfois traversées par des diverticules triasiques émanant de la semelle de l'unité B. Cette dernière dérange en effet les terrains sur lesquels elle progresse, ce qui facilite l'injection du Trias dans les masses sédimentaires voisines.

e. Origine :

L'unité B contient, dans la région d'El Achir, un lambeau de Cénozanien (et de Turonien ?) qui offre le faciès de la zone bibanique. On doit penser qu'il a été arraché à la zone bibanique par l'unité en cours de migration vers le S.

Sur la feuille Bordj bou Arréridj, l'unité B contient des lambeaux d'Éocène, qui revêtent le faciès du plateau sétifien. Cette unité ne peut donc venir de la même patrie que les lames A₃-A₄.

D'autre part, on observe en divers secteurs un passage progressif entre la lame A₄ et l'unité B. C'est le cas au SE du Dj. Mzita, où la

1. Il s'agit de marnes schisteuses ou écailleuses, bleues ou noirâtres, à reflets roux ou brunâtres, formant de grands massifs ou des bandes homogènes. Elles constituent un matériel plastique, provenant d'une sélection tectonique. Lorsqu'elles contiennent de la microfaune, on peut généralement les dater du Maestrichtien. (V. p. 274-284.)

zone de transition montre des lames de Trias discontinues, injectées dans le Sénonien « bathyal » à Inocérames. Ainsi, la lame A₄ et l'unité B proviennent de région distinctes, bien que voisines. C'est ce qu'indiquent des schémas déjà publiés (Caire, Glangeaud, Mattauer et Polvêche, 1953, fig. 2 ; Caire, 1954a, fig. 13).

f. Comportement des assises sénoniennes :

Le Sénonien se comporte différemment, suivant qu'il contient ou non une armature de calcaires à Inocérames.

On observe ainsi, en divers points, des séries calcaires peu disloquées, d'allure synclinale (Sidi Makhoul, au SE du Dj. Mzita ; région d'Arboul). Ces synclinaux ont parfois subi un rabotage basal accentué (entre Arboul et Rass Melez ; dans le secteur de Tizi Ichmoumène (fig. 134) ; dans la klippe de Draa Semmana). Lorsque les bancs calcaires sont peu épais et séparés par d'épaisses tranches marneuses, les replis, laminages ou bourrages se multiplient à tel point que la structure perd toute cohérence. Enfin, les marnes sombres se comportent comme des niveaux plastiques. Aucune structure ne peut y être reconnue. Elles constituent, en totalité ou en très grande partie, de petites lames indépendantes (par exemple dans la région d'Aine Sbad, C.L. 665,60 - 314,20) et entrent dans la constitution de coussinets saponifiants, à la base de B₁ ou de B₂.

g. Etude régionale :

Pour donner quelques détails sur la limite inférieure et la constitution de l'unité B, j'utiliserai les repères topographiques des feuilles au 1/50.000^e. Les descriptions concerneront successivement la partie occidentale, puis la partie orientale du territoire étudié, séparées par la dépression de Mzita-Portes de Fer.

1. Affleurements occidentaux :

Dans la partie NE de la feuille Oued Okris et la partie NW de la feuille Mansourah, l'unité B est bien individualisée. Elle est formée de Sénonien disloqué (v. pp. 278-281) reposant, par l'intermédiaire d'une lame de Trias, sur un Sénonien bien stratifié et de faciès tout différent, formant le revers méridional de l'unité des Portes de Fer (zone bibanique). Dans le détail, la limite entre unité des Portes de Fer et unité B offre cependant des caractères variables.

J'étudierai la zone de contact en partant du confluent de l'Oued Kremis et de l'Oued Anasseur (C.L. 623,70 - 318,90) et en allant vers l'E.

Entre le point qui vient d'être indiqué et Amalou Mahroune, sur une distance de 12 km à vol d'oiseau, une lame de Trias continue forme la semelle de l'unité B. Cette lame plonge constamment vers le S, sous des pendages variables. Parfois, elle est disposée presque parallèlement aux couches sénoniennes de la zone bibanique. Elle passe à Gueurn el Ouidane, K^{at} bou Louga, au N d'Irhil Abderrahman et d'Iril Ouiazit, tout en se maintenant sur la rive gauche de l'Oued Kremis. Dans le secteur d'Iril Ouiazit, cette semelle triasique de B est directement recouverte par l'unité C (v. fig. 130).

Entre Iril Ouiazit et Draa Takalaouitte, la lame triasique se divise en deux parties, qui encadrent une bande de Coniacien arrachée au flanc S de l'anticlinal des Portes de Fer. Dans la partie supérieure de cette bande, les marnes et calcaires en plaquettes sont parfois plissottés. Le diverticule inférieur de la lame triasique est né d'une injection locale à partir de la semelle de l'unité B, facilitée par l'action de rabotage que l'unité B a fait subir à l'unité, sous-jacente, des Portes de Fer. Le même phénomène explique la présence, à l'extrémité W de Draa Takalaouitte, dans le Coniacien de l'unité des Portes de Fer, de petits blocs et lentilles triasiques.

FIG. 130. — Relations entre la bordure méridionale de la zone bibanique, l'unité B et l'unité C de la zone subbibanique, dans le secteur d'Iril Ouiazit.

La vue (en haut) et la carte sommaire des affleurements (en bas), intéressent une partie de la région déjà représentée sur la figure 14, p. 82.

1 : Coniacien affleurant sur le revers méridional de l'anticlinal des Portes de Fer (zone bibanique), et plongeant régulièrement vers le S. La série apparaissant sur la vue (en haut) est constituée par des marnes et des calcaires marneux, de teinte générale gris terne.

2 et 4 : lames triasiques fortement redressées, dépourvues de roches dures au N d'Iril Ouiazit, et encadrant le Coniacien 3.

3 : bande de Coniacien identique à 1, arrachée à la zone bibanique, et plongeant fortement vers le NE au premier plan.

5 : Sénonien disloqué de l'unité B, constitué essentiellement de marnes noirâtres.

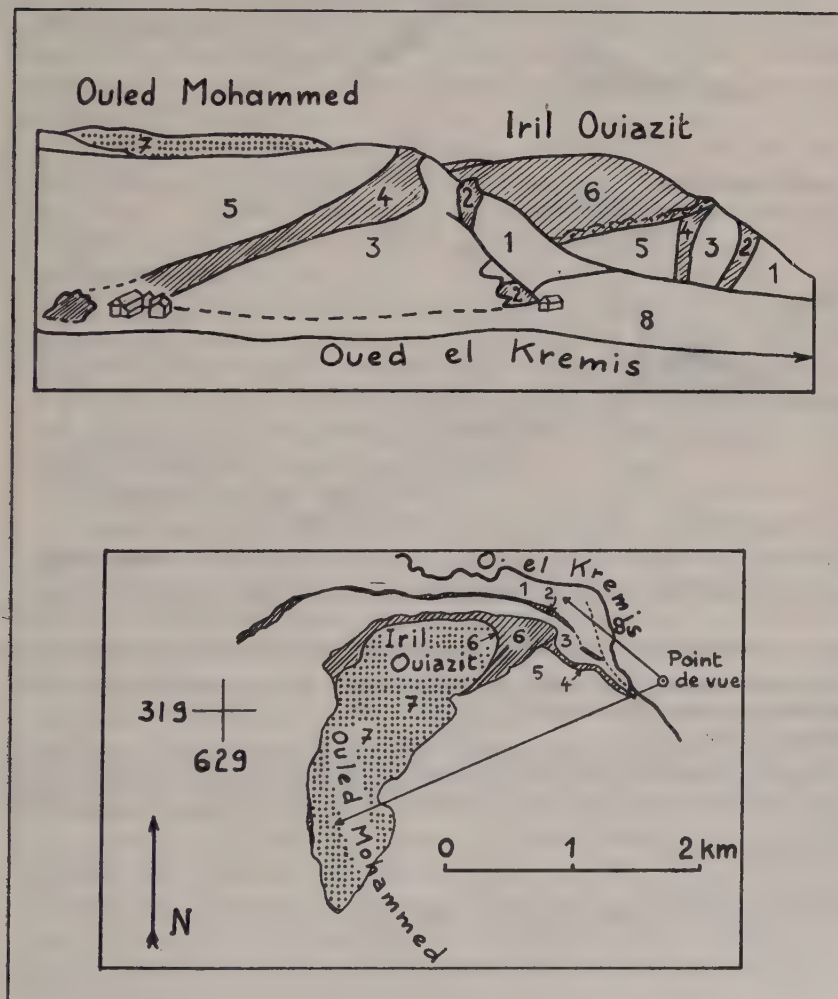
6 : Lame triasique comportant, sous Iril Ouiazit, une semelle continue de roches dures. Cette lame, peu inclinée, recouvre indifféremment, dans ce secteur, les divisions 3, 4 et 5. Elle supporte l'unité C.

7 : Conglomérats, calcaires à silex, Flysch à microbrèches et Flysch banal de la sous-zone Id de L. Glangeaud, constituant localement l'unité C.

8 : Alluvions de l'Oued el Kremis.

Sur le fragment de carte (en bas) sont indiqués : le point de vue (C.L. 632, 45 - 319,15, feuille Mansourah) et les coordonnées Lambert 629 et 319.

Entre Draa Takalaouitte et Amalou Mahroune, il existe une opposition de teinte et de structure bien nette entre le Sénonien inférieur de l'unité des Portes de Fer, formé de marnes et calcaires marneux en lits minces, à patine *blanchâtre*, plongeant régulièrement au S, avec replis ou renversement lorsqu'on approche de la base de B; et les marnes *sombres*, grises ou jaunâtres, de l'unité B. Les deux unités sont séparées par une lame triasique,



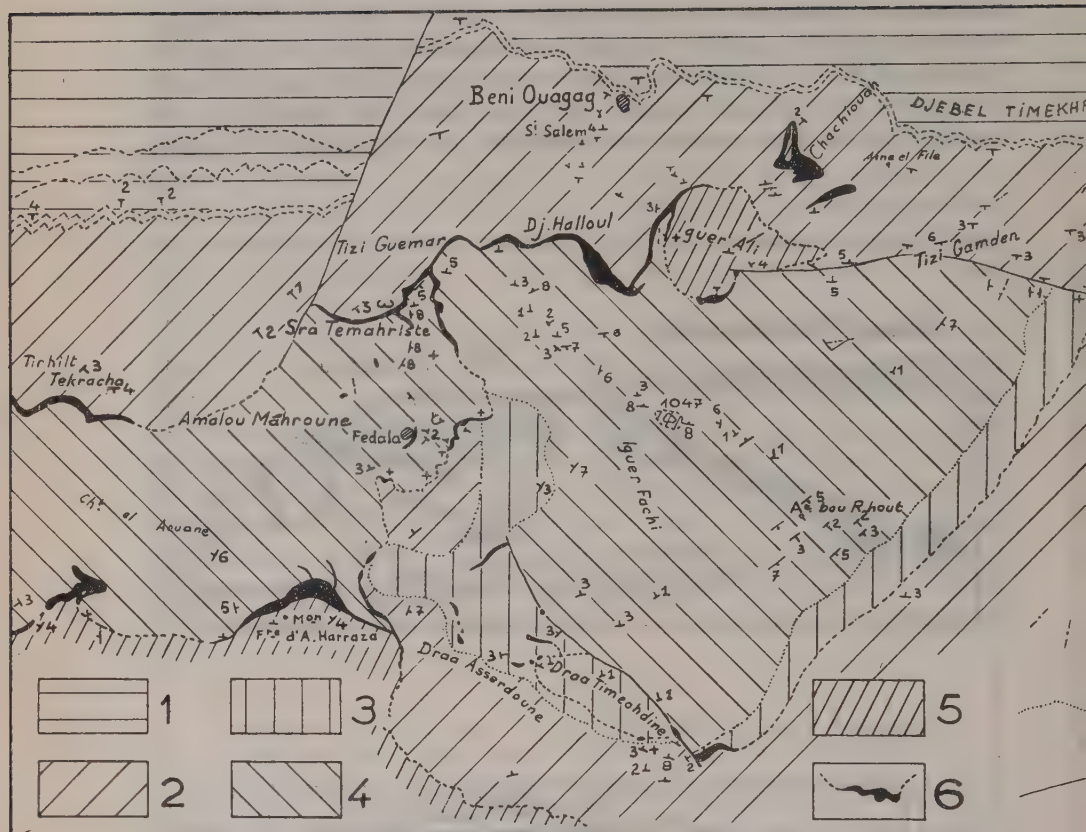


FIG. 131. — Carte géologique de la région d'Harraza - Fedala - Aine bou Rhout. (Ech. 1/70.000).

Cette figure représente la terminaison orientale de l'unité B, à l'W de la dépression de Mzita - Portes de fer 665 - 668), et ses relations avec les unités voisines.

- 1 : Cénomanien des Portes de Fer ;
- 2 : Sénonien des Portes de Fer (revers S de la chaîne des Biban) et de la lame A₄. La limite approximative zone bibanique et lame A₄ est représentée en tirets, près du bord droit de la figure, au-dessus de l'inscription 3 ;
- 3 : Sénonien dans lequel dominent les marnes sombres à nodules écailleux, et qui représente locale semelle de l'unité B ;
- 4 : Sénonien banal de l'unité B ;
- 5 : unité C ;
- 6 : Trias et cicatrices triasiques ;
- 7 : Limite approximative des marnes sombres du Sénonien ;
- 8 : Failles.

souvent épaisse de plusieurs mètres, comprenant gypses, dolomies et cargneules. A sa base, l'unité B contient localement des calcaires rocheux bréchoïdes, provenant de la transformation de calcaires sénoniens banaux au contact du Trias.

Au N d'Amalou Mahroune, la lame triasique se prolonge par une cicatrice, bordée de calcaires rocheux triasifiés. Cette cicatrice est décrochée par une faille post-nappes, qui affecte, plus au N, le Cénomaniens de la zone bibanique.

A Sra Temahriste, la lame triasique, avec important développement d'ophites, est à nouveau bien nette, et se prolonge vers l'E jusqu'à Iguer Ali, où elle se soude à la semelle de l'unité C. Au S et à l'E d'Iguer Ali, le Trias fait défaut, mais l'unité B entre alors en contact avec l'unité des Portes de Fer, par l'intermédiaire d'une faille.

Dans le secteur de Tizi Gamden, on observe, du N au S, sur une distance de 250 m :

— Au N de Tizi Gamden, le Sénonien inférieur de l'unité des Portes de Fer, plongeant régulièrement vers le S, sous un pendage de 20 à 30°.

— Au voisinage de la faille signalée plus haut, une accentuation du pendage, qui atteint 60° au S du point côté 896, puis une dislocation des couches, qui présentent des replis incohérents, analogues à ceux de la région de Beni Ouagag (p. 649, fig. 128). On se trouve sans doute ici à peu de distance au-dessous de la lame A₄, mais cette dernière est masquée par l'unité B.

— La faille limitant l'unité B.

— Des couches maestrichtiennes verticales, de direction subméri-dienne, qui constituent l'unité d'Aïne bou Rhout » (v. ci-dessous).

Au SE de Tizi Gamden, la limite inférieure de l'unité B réapparaît au S de la faille : Au-dessus d'une cicatrice triasique (v. p. 98, 5°, 1) vient une épaisse semelle de marnes maestrichtiennes sombres, à nodules écailleux ; puis des marnes grises et calcaires à Inocérames qui présentent une direction générale SW - NE. Cette succession est visible dans un vaste secteur, nommé « unité d'Aïne bou Rhout », et appartenant à l'unité B. L'extrémité SW de « l'unité d'Aïne bou Rhout » est séparée de la lame A₄ par une faille, qui met en contact un paquet de Trias (situé dans le prolongement de la cicatrice signalée plus haut) et des marnes sombres. Cette faille est jalonnée de Trias au N du point 740 et à l'W du point 810. Elle est bordée, sur sa lèvre W, par une série de bandelettes de marnes sombres, injectées çà et là de lentilles triasiques, qui se développent vers

l'W, jusqu'à leur disparition sous l'unité C. Ainsi, l'« unité d'Aïne bou Rhout » n'est pas séparée de la lame A₄ par un contact anormal continu. Elle représente la partie la plus profonde et la plus externe de l'unité B, stratigraphiquement et structuralement proche de la lame A₄.

Au NW du secteur précédent, l'« unité d'Aïne bou Rhout » se termine contre une lame triasique discontinue. Cette lame se détache de la semelle de l'unité C, à l'E de la maison forestière d'Harraza, puis se dirige vers le N. Elle se prolonge par une cicatrice jalonnée de blocs triasiques, puis redevient continue à l'E de Fedala, où son gypse est exploité. Elle se dispose alors horizontalement, recouvrant des marnes sombres appartenant à « l'unité d'Aïne bou Rhout », et supportant des marnes grises et calcaires à Inocérames. Plus au N, cette lame se redresse, et rencontre perpendiculairement la semelle triasique supportant B, au NE de Sra Temahriste. Elle est tout entière contenue dans l'unité B, et ne se prolonge pas dans le substratum de cette unité. Elle sépare deux compartiments de l'unité B, qui sont : l'« unité d'Aïne bou Rhout », et l'« unité de Fedala » ou partie principale de B. Les rapports structuraux entre cette lame et la semelle de B sont indiqués sur la figure 10, coupe 2, p. 78.

Dans la région de Fedala, le Sénonien, de structure incohérente, contient des couches de divers faciès : marnes et plaquettes calcaires, calcaires à Inocérames en barres discontinues, marnes à bancs calcaires tronçonnés et boules à patine jaune (pp. 278-281).

Le Sénonien montre aussi en divers points des lentilles et traînées diffuses de Trias. Un exemple en est donné par la fig. 16, p. 85.

Une vue d'ensemble sur les affleurements occidentaux de l'unité B étudiés dans ce chapitre, fait apparaître, d'W en E, une modification sensible dans les rapports entre cette unité et les terrains sous-jacents. La semelle de l'unité B, formée de Trias dans les régions occidentales, s'enrichit à l'E en marnes sombres à nodules écailleux. Les marnes peuvent être infiltrées de Trias, ou régner seules sur d'assez vastes espaces. Ces modifications s'effectuent à l'approche de la dépression de Mzita - Portes de Fer, et vont réapparaître symétriquement sur l'autre versant de la même dépression.

2. Affleurements méridionaux, entre la dépression de Mzila - Portes de Fer et la région de Bordj - bou - Arréridj.

Sur les pentes occidentales du Djebel Mzita, dans le secteur d'Erbea, on retrouve en effet les marnes sombres du Sénonien,

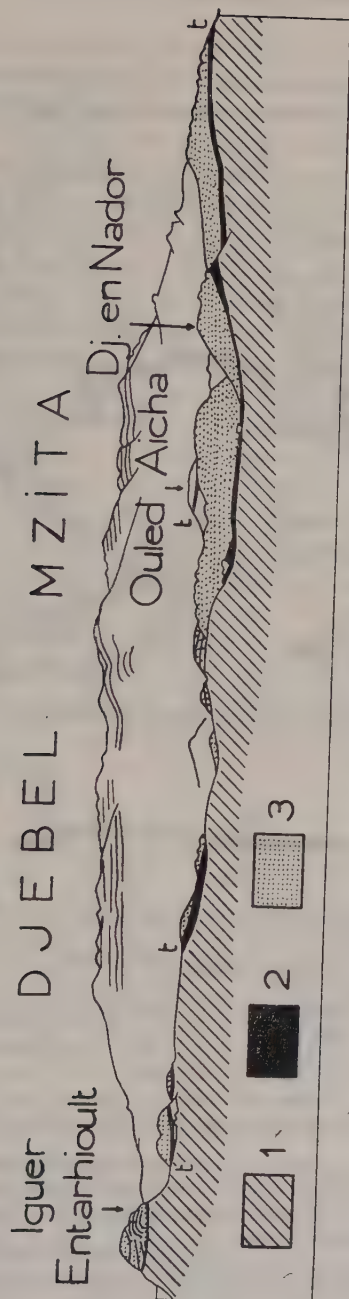


Fig. 132. — Le contact de base de l'unité B, sur le flanc SW du Djebel Mzita (v. fig. 59).
 Point de stationnement sur le talus N de la route nationale, en C.L. 653,70 - 312,85. Vue au en direction du NE.
 1 : Sénonien à dominante marneuse ; unité A (premier plan) ;
 2 : complexe triasique jalonnant le contact de base de l'unité B ;
 3 : Sénonien riche en calcaires à Inocérames : lame B₁ (second plan).
 Au dernier plan, lames des unités B et C dont les limites sont masquées par le second plan ou par les éboulis.

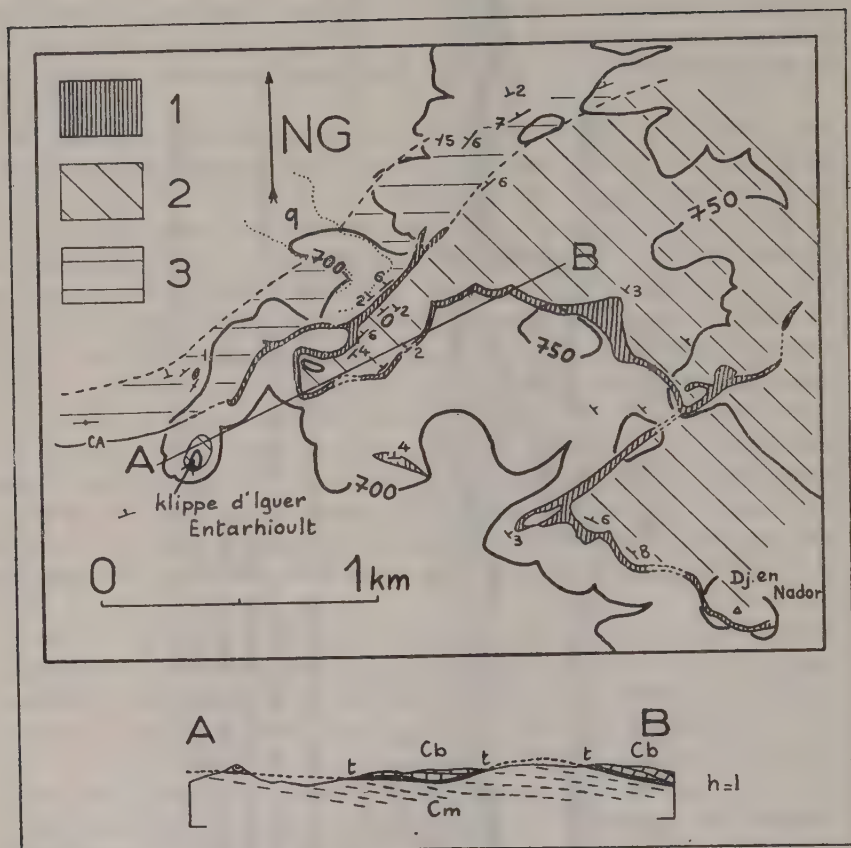


FIG. 133. — Secteur d'Iguer Entarhioult.

La carte indique les relations entre unité A et unité B, à l'E de la gare de Mzita.

1 : complexe triasique ; 2 : Sémonien « vaseux », riche en horizons calcaires ; 3 : calcaires à Inocérames. Les parties laissées en blanc correspondent aux affleurements de Sémonien « vaseux » à dominante marneuse.

q : formations de piedmont d'Irhil ou Fournia ; CA : contact anormal séparant A₃ (au S) et A₄ (au N) ; AB : trace de la coupe AB ; 700, 750 : courbes de niveau.

La coupe AB donne une interprétation du secteur d'Iguer Entarhioult. Le Sémonien à dominante calcaire (Cb) repose sur le Sémonien marneux (Cm) par l'intermédiaire d'une lame triasique. La klippe voisine de A, dont la base est dépourvue de Trias, est rattachée à la masse recouvrante voisine. Par définition, le contact anormal généralement enduit de Trias, séparant ici deux masses sémoniennes de natures et de structures différentes, est considéré comme la base de la lame B₁.

associées à de petites lentilles de Trias. Ces marnes forment le « coussinet lubrifiant » de l'unité B et seront relayés, au NE et au SE, par une lame triasique continue.

Au NE d'Erbea, les marnes plastiques sont masquées par les éboulis gréseux de l'Oligocène, mais réapparaissent au SW de Dj^a Toujel. Elles cèdent bientôt la place à une lame triasique, qui supporte les lames B₂ et C₁. Cette lame triasique, redressée sur le flanc E de l'anticlinal de Mzita, s'élargit rapidement, franchit l'Oued el Arba, et se fond dans l'amas triasique supportant un lambeau de l'unité C dans le Douar Tafertast. Je reviendrai plus loin sur cette région, après avoir étudié la partie méridionale de la lame B₁.

Au S d'Erbea, les marnes sombres sont tout d'abord masquées par les éboulis du Dj. Mzita, puis réapparaissent entre Aïne Tleta et Tizi ou Djebara, supportant l'extrémité occidentale des lames B₁ et B₂ (La lame B₂ sera étudiée plus loin). Dans ce secteur, la limite entre A₄ et B n'est pas franche, car la lame A₄ contient, dans toute la partie méridionale du synclinal de Tizi Kelaa (v. p. 262), des marnes sombres homogènes. Cependant, la semelle triasique supportant l'unité B réapparaît tout près de là, dans le secteur d'Iguer Entarhioult (fig. 133), et se prolonge vers l'E, sans discontinuité importante, jusque dans la région d'Arboul, c'est-à-dire sur une distance de plus de 20 km. Tout le long de ce trajet, la bande triasique va subir des vicissitudes diverses, mais sa pseudo-

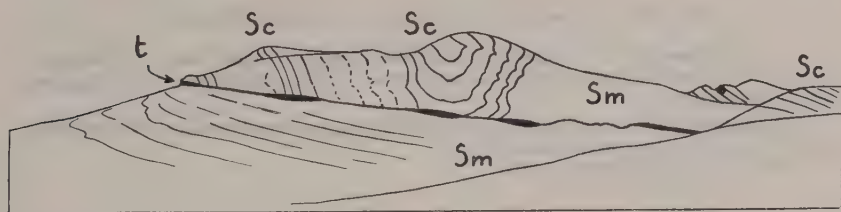


FIG. 134. — Rabotage basal de l'unité B dans le secteur de Tizi Ichmoumène.

Vu de l'E, le relief central, situé en C.L. 658,2 - 313,8, est formé de calcaires à Inocérames appartenant à la lame B₁. Les bancs calcaires reposent obliquement, par l'intermédiaire d'un contact anormal enduit de Trias, sur l'unité A.

t : complexe triasique (en noir).

Sc : Sénonien contenant des bancs calcaires massifs.

Sm : Sénonien à dominante marneuse, avec bancs calcaires peu épais et rangs de boules calcaires.

stratification interne, et son intersection avec la topographie, montrent qu'elle s'enfonce vers le N, et passe sous l'unité B. D'autre part, elle va séparer constamment des masses sédimentaires de structures différentes.

Dans le secteur d'Iguer Entarhioult, la semelle triasique envoie des ramifications dans A₄ ou dans B. Elle passe ensuite au pied du Dj. en Nador et au S de Tizi Ichmoumène (fig. 134). Vers Sidi bou Chemal, elle détache sur son avant pays une vaste klippe contenant d'importantes masses gypseuses. Au N du Bled Hazazgour, elle repose directement sur l'Éocène (fig. 102). Deux klippes triasiques se détachent sur la rive gauche de l'Oued Hazazgour : la klippe orientale forme une bande étroite, disposée à flanc de coteau, et représente la quille d'un repli synclinal de la lame triasique.

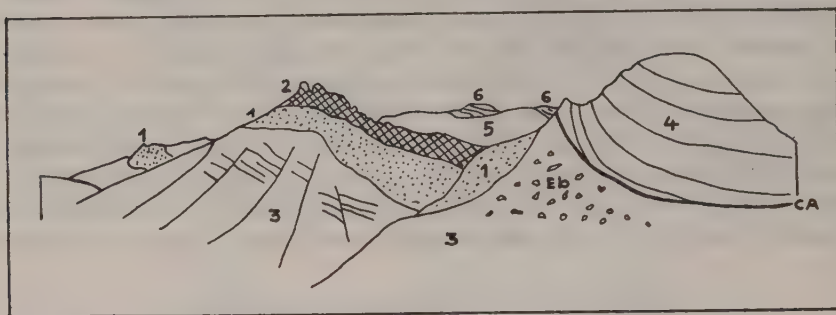


FIG. 135. — Ras bel Ouahad, vu de l'Oued Hazazgour.

1 : gypse triasique ; 2 : cargneules et brèche dolomitique du Trias ; 3 : Sénonien supérieur et Dano-Montien ; 4 : calcaires éocènes ; 5 : Sénonien vaseux ; 6 : Oligocène du Djebel Mzita.

Les terrains 3 et 4 représentent le complexe A₃-A₄, recouvert par la lame triasique (1 et 2) qui supporte l'unité B (5).

Comparer aux figures 17 et 102.

Au delà, vers l'E, la semelle triasique se réduit localement à une cicatrice minéralisée, mais on peut la suivre très facilement jusque dans la dépression de l'Oued Mzita. Sur la rive gauche de ce grand collecteur surviennent des complications : la semelle est accompagnée de lames triasiques satellites. Entre Sidi Adjenek et Sidi Makhoulf (à l'entour de C.L. 665 - 314), on rencontre successivement en s'élevant dans l'unité B (fig. 136 à 139) :

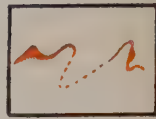
Mansourah → Bordj-bou-Arréridj



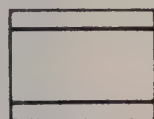
1



2



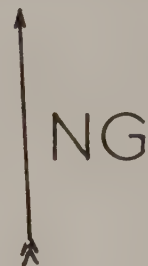
3



4



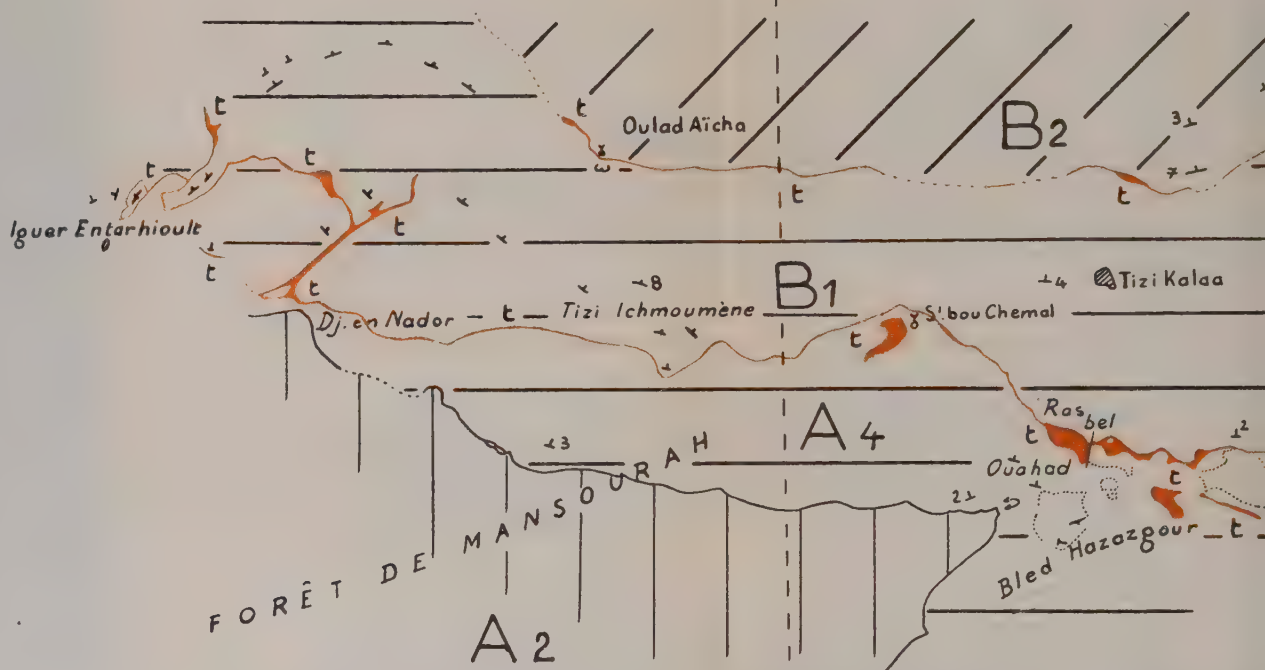
5

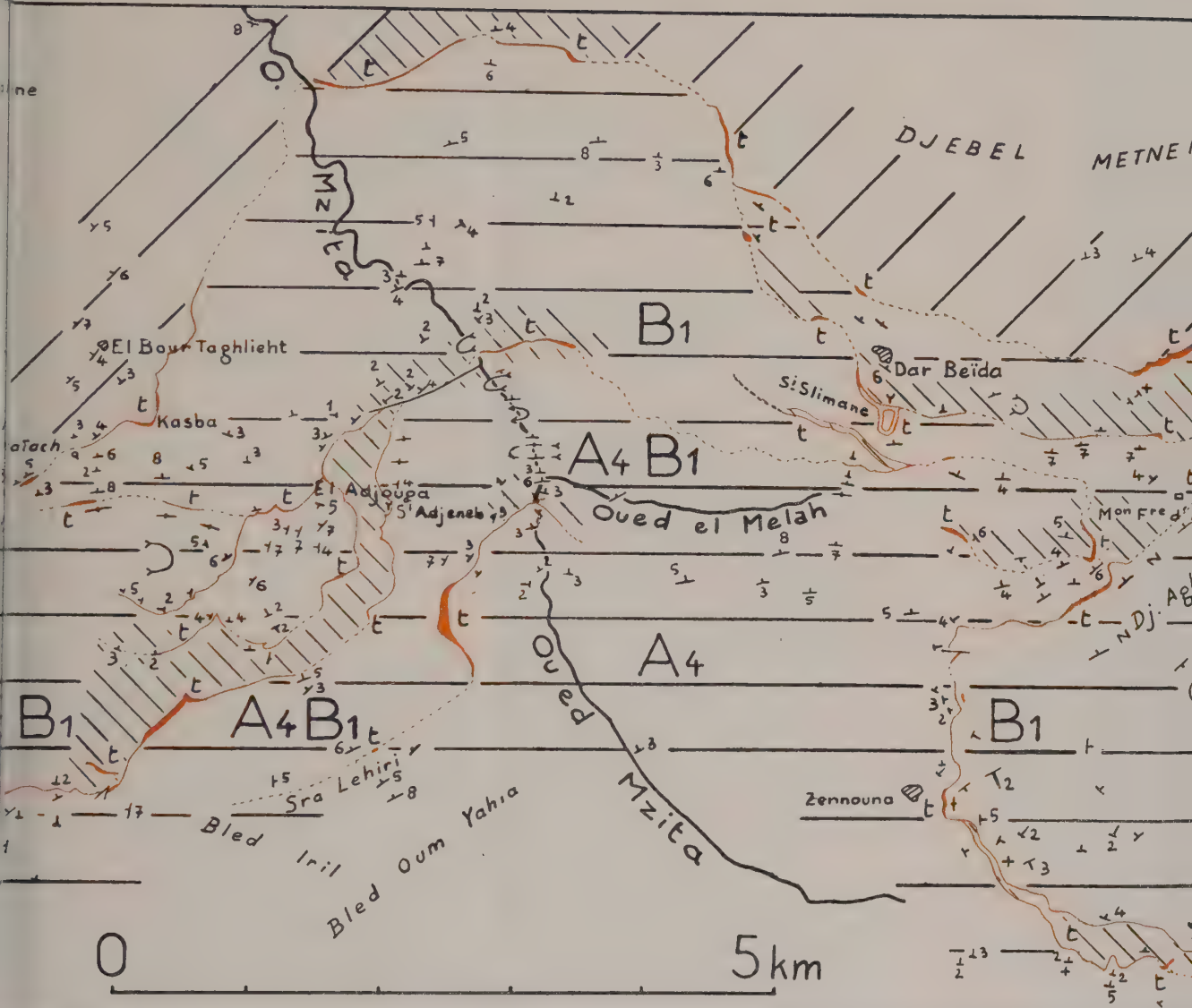


Oulad

D J E B E L

M Z I T A





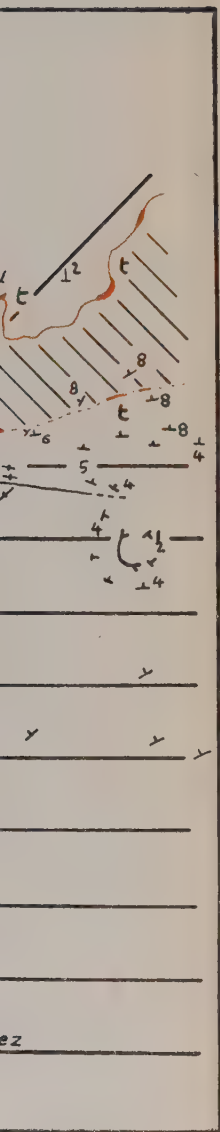


FIG. 136. — Relations entre les unités A et B dans la région de l'Oued Mzita.

1 : Sémonien à plaquettes calcaires et niveaux conglomératiques ; 2 : Niveaux plastiques du Sémonien (composés en majeure partie de marnes sombres à reflets rougeâtres) provenant d'une sélection tectonique, et constituant localement la partie inférieure de diverses lames de glissement ; 3 : lames triasiques (en pointillés sont figurées les cicatrices et les parties masquées par des dépôts superficiels) ; 4 : Sémonien vaseux, essentiellement formé de marnes grises et de calcaires à Inocérames ; 5 : Sémonien néritique.

Cette figure a pour but de montrer les relations entre les unités A et B, dans la partie orientale de la feuille Mansourah et la partie occidentale de la feuille Bordj-bou-Arréridj.

Entre Igouer Entarhioult (bordure W de la figure) et le pied méridional du Djebel Metnen, une bande triasique continue permet de définir clairement et simplement la limite inférieure de l'unité B. Elle disparaît au N d'Igouer Entarhioult, où la limite entre A_4 et B_1 n'est plus signalée que par une semelle de marnes sémoniennes sombres. Cette même bande triasique se replie avant d'atteindre la maison forestière d'Arboult. Dans ce dernier secteur, il n'existe pas de limite franche entre A_4 et B_1 . Entre la maison forestière et Rass Melez, puis dans la partie orientale de la feuille Bordj-bou-Arréridj, une nouvelle bande triasique, séparant deux ensembles structuraux distincts, signale à nouveau la base de la lame B_1 .

Dans la profonde dépression de l'Oued Mzita, on rencontre successivement, du S au N :

- la lame A_4 , dépourvue de Trias (secteurs de Bled oum Yahia et de Zennouna),
- une bande triasique de valeur locale, entre Bled Iril et l'Oued el Melah.
- une bande sémonienne qui peut être considérée comme la partie supérieure de la lame A_4 , ou comme une transition entre A_4 et B_1 . Elle est désignée sous le symbole A_4-B_1 .
- la lame B_1 proprement dite, qui contient, au SE du Djebel Mzita, plusieurs bandes triasiques de valeur locale.
- la lame B_2 , toujours bien séparée de B_1 par une bande triasique continue.

De l'ensemble des faits signalés, il ressort que la limite inférieure de la lame B_1 n'est pas toujours nettement définie. On observe localement une zone de passage entre A_4 et B_1 . Cette zone est caractérisée par des injections localisées de Trias, ou par la présence d'une semelle sémonienne plastique, formée de marnes sombres.

Dans tous les secteurs où une bande triasique permet de séparer nettement les lames A_4 et B_1 , les différences qui se marquent dans l'architecture interne de ces deux lames montrent que B_1 a subi un déplacement important par rapport à A_4 . On peut en inférer que la séparation entre A_4 et B_1 s'est effectuée progressivement, au cours du transport de ces lames, et que l'on observe encore, dans la partie profonde de l'allochtone subbibanique, des masses sémoniennes indifférenciées, où la séparation est restée incomplète. Dans les parties plus superficielles et externes de l'édifice, de part et d'autre de la vallée de l'Oued Mzita, le déplacement relatif des masses sémoniennes s'est accentué, et la séparation est beaucoup plus nette.

Dans la même optique, il apparaît que les sédiments sémoniens constituant A_4 et B_1 proviennent de la même aire paléogéographique. La séparation des deux lames s'est produite dans une zone d'injections triasiques. L'individualisation des lames s'est effectuée d'autant plus facilement que les infiltrations triasiques étaient plus denses et douées d'une plus grande continuité d'E en W.

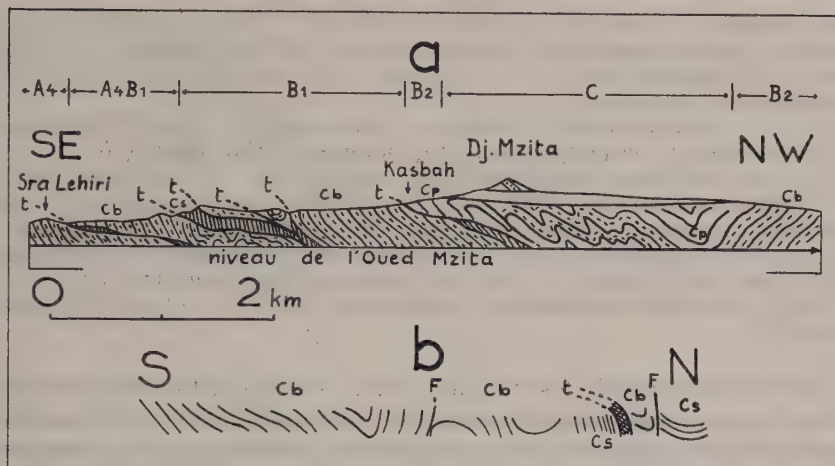


FIG. 137. — Structure des unités A et B dans la dépression de l'Oued Mzita.

- a. Coupe synthétique donnant une interprétation de la structure profonde des unités A et B, grâce aux observations effectuées le long de l'Oued Mzita et sur les pentes orientales du Djebel Mzita (v. fig. 136).

L'échelle des longueurs est égale à celle des hauteurs. Le trait inférieur de la coupe correspond au niveau de l'Oued Mzita. La structure interne des lames tectoniques est schématisée.

Légende : t : complexe triasique apparaissant sous l'aspect de bandes filiformes à la limite des lames tectoniques ; Cb : Sénonien vaseux, marnes et calcaires (traits fins et lignes de tirets) ; Cs : marnes sombres, homogènes, plastiques, du Sénonien, provenant d'une sélection tectonique au sein de Cb (hachures serrées) ; Cp : Sénonien à plaquettes calcaires (Flysch roux) et niveaux détritiques.

A₄ : lame A₄ ; A₄-B₁ : partie supérieure de la lame A₄, reposant sur un filon triasique émanant de la semelle de la lame B₁ ; B₁, B₂ : lames de l'unité B ; C : unité C (terminaison E du Dj. Mzita).

- b. Coupe donnant l'allure des couches sur les berges de l'Oued Mzita, entre le confluent de l'Oued el Melah et la base de la lame B₁.

Cette coupe se développe sur une longueur de 1 km, et intéresse la majeure partie de la bande A₄-B₁.

En allant du S au N, la direction des couches passe d'E - W à NE - SW.

Légende identique à la précédente avec, en plus, F : faille.

a — une bande triasique constituant la semelle de l'unité B, et douée d'une grande continuité, entre Iguer Entarhioult et Arboul. Cette bande supporte un paquet de Sénonien où dominent les marnes sombres, qui proviennent d'une sélection tectonique à la base de l'unité B. En effet, on observe ces mêmes marnes à divers niveaux de l'unité B, mais en couches d'épaisseur relativement faible, de l'ordre d'une dizaine de mètres, associées à des calcaires banaux du Sénonien « vaseux ».

b — une seconde bande triasique, qui bute au NE, de même que la bande précédente, contre une faille WSW - ENE, jalonnée de blocs triasiques

et atteignant l'Oued Mzita. Entre la faille et El Adjouga, l'allure de la seconde bande triasique est donnée par la fig. 138. Cette bande se prolonge au S d'El Adjouga, puis à l'W d'Aine Sbad, et se coince au niveau de Tirilt (près de Sidi Makhoulf).

c — une troisième bande triasique, se détachant de la précédente près d'El Adjouga, et se poursuivant jusqu'auprès de Sidi Makhoulf.

d — une quatrième bande triasique, naissant de la précédente entre El Adjouga et Taourirt, et se perdant au S d'Aine Bafach, au pied d'une barre sénonienne qui offre successivement, d'E en W, les pendages suivants : 80° N, 30° N, 20° à 90° WNW, 35° NW ; et qui se situe à peu de distance de la base de la lame B₂. Les deux dernières lames encadrent, au S de Taourirt, le synclinal sénonien de Sidi Makhoulf, dont l'axe plonge fortement vers l'W.

Géométriquement, les bandes **b** à **d**, situées à l'intérieur de la lame B₁, semblent présenter un tronc commun, formé par les parties radicales des lames **b** et **c**, et par la lame **d**. De cette partie commune, redressée, émaneraient deux diverticules peu inclinés, formant les parties distales des bandes **b** et **c**.

En dessous de la bande **a**, le Sénonien contient une bande triasique (v. p. 627) qui émane probablement de **a**, et qui se situe à l'intérieur de la lame A₄. On passe ainsi progressivement de A₄ à B₁ (fig. 136).

La faille signalée plus haut, contre laquelle butent les bandes **a** et **b**, ne dépasse pas l'Oued Mzita. Sur la rive droite de ce dernier apparaît, légèrement décalé vers le N, le prolongement de la bande **a**, qui supporte des marnes grises et calcaires à Inocérames, et recouvre des marnes sombres. Cette semelle triasique de B s'élève en direction de Draa er Rih, où elle disparaît un moment sous un glacis alluvial, puis réapparaît au SW et au S de Dar Beida. En ce dernier secteur, elle est formée d'une bande de marnes sombres, encadrée par deux contacts anormaux jalonnés de Trias. (fig. 140). Puis elle se prolonge

FIG. 138. — Coupes le long de la crête au NE d'El Adjouga (entre C.L. 665,35 - 315,35 et 665,75 - 315,70).

t : Trias ; 1 : marnes sénoniennes sombres, homogènes, à reflets rougeâtres ; 2 : marnes grises et calcaires à Inocérames ; F : faille.

La bande triasique (**b**, p. 673) se rattache en profondeur à la semelle de la lame B₁. Entre el Adjouga et Sidi Adjenek, la base de B₁ est en effet constituée par un coussinet de marnes sombres, encadré de deux bandes triasiques qui se fondent en une seule au fond de la vallée de l'Oued Mzita. C'est l'allure de la bande triasique supérieure qui est étudiée ici.

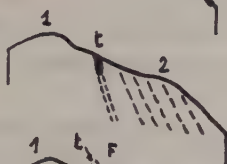
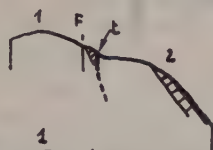
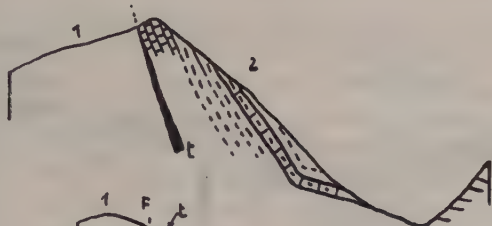
Sa torsion progressive et ses ondulations transversales apparaissent sur les coupes SE - NW et sur la coupe AB, de direction SW - NE. Suivant les points, la bande triasique est parallèle ou oblique aux couches qu'elle supporte.

Pour le contexte régional, on consultera la figure 136.

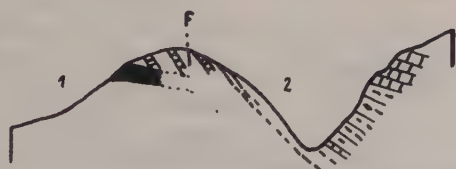
SE

SW

NW



(A)



(B)

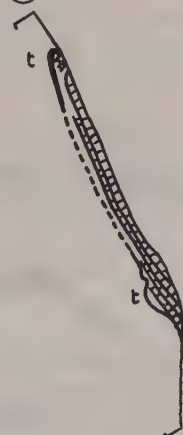


NE

50

100m

(A)



(B)

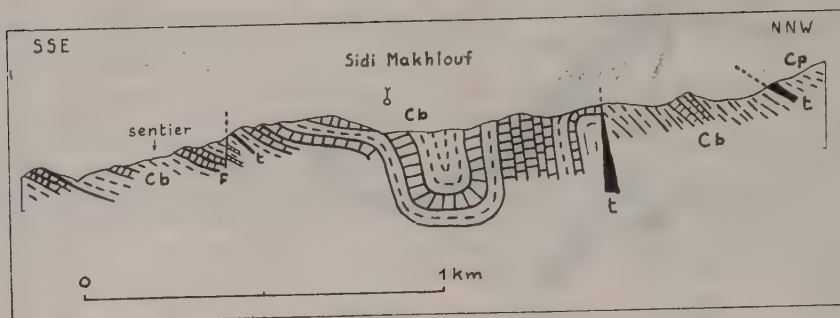


FIG. 139. — Coupe sur la rive gauche du Chabet Tagdout, à l'E de Sidi Makhoul.

t : Trias ; Cb : Sénonien de la lame B₁ ; Cp : Sénonien de la lame B₂. Les marnes sont représentées par des tirets, les calcaires par des bandes hachurées.

Le synclinal de Sidi Makhoul, dont l'axe plonge fortement vers l'W, est coupé sur son flanc S par une bande triasique (c, p. 674) relayée plus à l'W par une faille qui se dispose presque perpendiculairement aux couches. Le synclinal est limité au N par une seconde bande de Trias (d, p. 674). On observe, à l'E de la coupe, que les bandes c et d se joignent en profondeur, sous le synclinal (v. fig. 136 et 137 a).

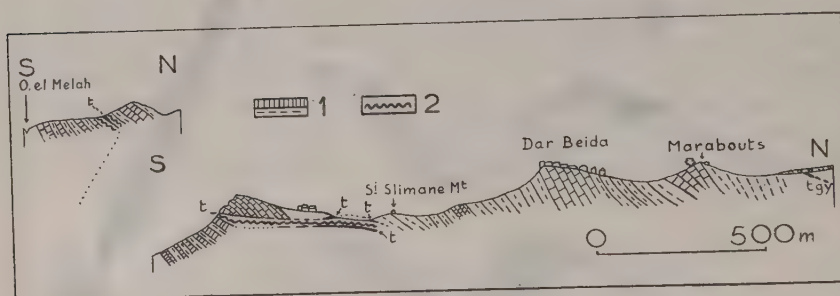


FIG. 140. — Structure de la région de Dar Beida (C.L. 669,60 - 316,05).

t : Trias ; tgy : Trias gypseux ; 1 : marnes (tirets) et calcaires (hachures) du Sénonien vaseux de la lame B₁ ; 2 : marnes maestrichtiennes sombres à reflets bruns-roux.

Ces coupes révèlent la structure interne de la lame B₁ au S du Dj. Metnen, et présentent deux types de « semelles plastiques ». Sur la coupe principale, au S de Sidi Slimane, une bande de marnes sombres, encadrée de deux lames triasiques discontinues, supporte un piton calcaire. Sur la coupe annexe, située un peu à l'W de la précédente, une lame de Trias est encadrée de deux bandes marneuses, le tout « interstratifié » dans le Sénonien banal.

par une bande triasique discontinue accompagnée de marnes sombres sur l'une de ses lèvres ; elle traverse l'Oued el Melah et se replie sur elle-même à l'W de la maison forestière d'Arboul. Ce repli est dû, selon toute vraisemblance, à un déversement dont les effets sont très sensibles au SE dans le Djebel Aghboul.

La bande triasique précédente est relayée, à peu de distance au N, par une lame complexe passant au S de Sidi Slimane (fig. 136), et se prolongant vers l'E, sur la rive gauche de l'Oued el Melah. On voit ainsi qu'à l'W d'Arboul, la limite inférieure de l'unité B est parfois indécise et qu'il existe des termes de passage à la lame A₄. Plusieurs cas analogues ont déjà été rencontrés (partie SW de l'« unité d'Aïne bou Rhout », région d'Arbea, dépression de l'Oued Mzita). Dans ces diverses régions, la semelle triasique de l'unité B est patiellement ou totalement remplacée par une ou plusieurs bandes de marnes sénoniennes plastiques, de teinte généralement sombre.

La limite inférieure de l'unité B₁ redevient parfaitement nette à la base du compartiment nommé « unité de Medjana » par A. de Spengler (S.N. REPAL, 1952c).

Au N et à l'W de Medjana, les barres calcaires sénoniennes plongent au N. Les alluvions empêchent d'apercevoir la semelle de B₁. Mais on doit penser qu'elle s'enfonce sous l'unité C, très voisine, car on la voit ressortir au NE du Dj. Metnen, où je l'étudierai plus loin.

Dans le secteur d'Arboul, les marnes sombres, formant zone de transition entre A₄ et B₁, se développent largement dans la vallée de l'Oued ed Djenaïne (fig. 37). Sur la rive gauche de cet oued,

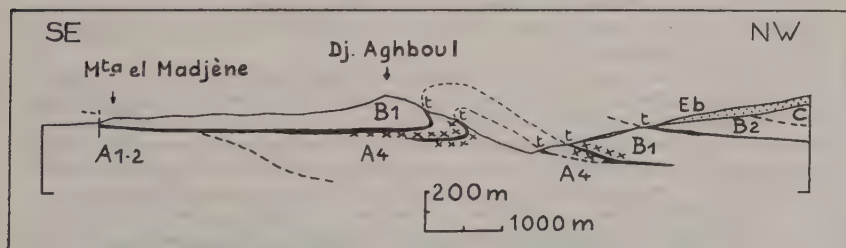


FIG. 141. — Relations entre les unités A, B et C, au S du Djebel Metnen.

La coupe passe par l'extrémité SW du Djebel Aghboul. La semelle de la lame B₁ est constituée, soit de Trias (traits épais) soit de marnes sombres du Sénonien (croix), soit de ces deux terrains réunis. t : Trias ; Eb : Éboulis ; A₁₋₂, A₄, B₁, B₂, C : lames et unités allochtones.

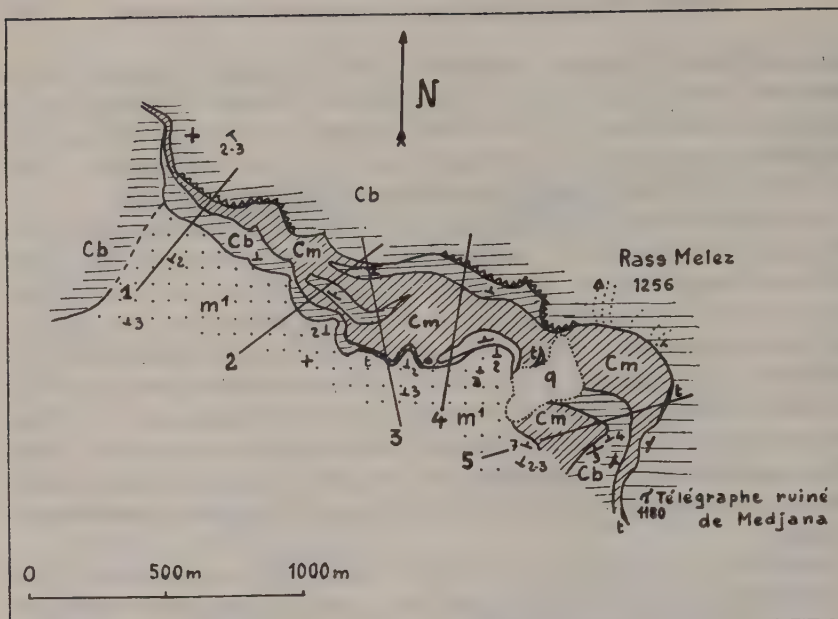


FIG. 142. — La semelle de l'unité B au NW du Télégraphe de Medjana (NW d'El Achir, aux environs de C.L. 672 - 311).

Légende commune à la carte et aux coupes :

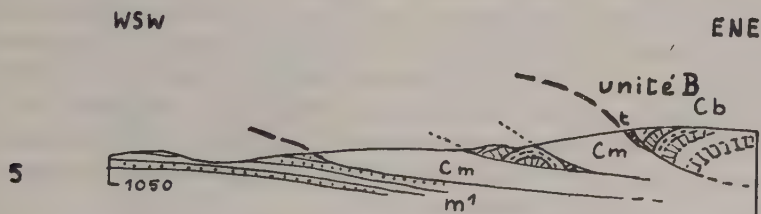
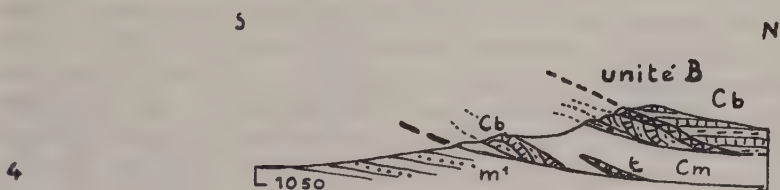
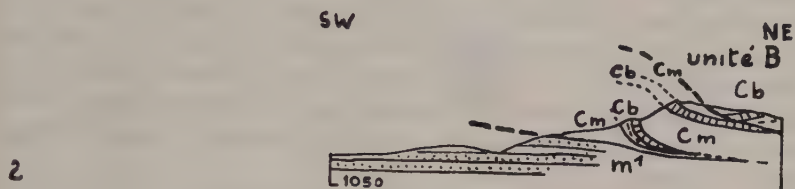
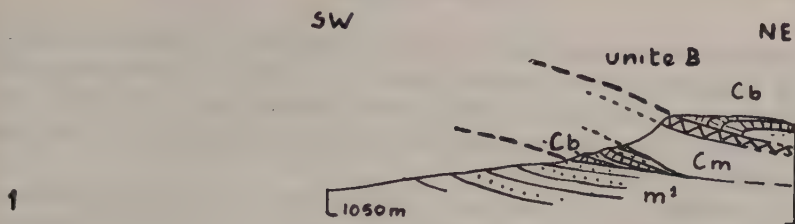
t : Trias ; Cb : Sénonien constitué de marnes grises et de calcaires, en particulier de calcaires à Inocérames ; Cm : marnes maestrichtiennes sombres, contenant localement des nodules écailleux ; m¹ : Miocène inférieur constitué de marnes gris-verdâtre et de bancs gréseux ; q : formations superficielles.

Commentaire. L'unité B (v. coupes) repose sur une semelle complexe, qui recouvre à son tour (v. carte) le Miocène inférieur de la lame A₁ ou le Sénonien de la lame A₁. Dans la semelle complexe alternent et s'entremêlent des bandes, écailles et copeaux de marnes maestrichtiennes sombres, de marnes et calcaires sénoniens, et de Trias. Les marnes sombres à reflets roux sont homogènes et plastiques. Les calcaires et marnes grises banales du Sénonien présentent au contraire des traces d'écaillage et de rabotage. Quant au Trias, il forme des lames discontinues à la base, au sommet et à l'intérieur de la semelle.

Les calcaires sénoniens constituant l'unité B proprement dite montre le phénomène du rabotage basal. Au contact de la semelle, ils sont localement réduits en une brèche mécanique, représentée, sur la carte et sur les coupes, par une ligne brisée. Cette brèche contient des fragments de Trias, des débris de calcaires sénoniens ferrugineux, jaunes ou brun noirâtres, et des lambeaux de schistes noirâtres. Elle passe progressivement, vers le haut, aux calcaires sénoniens non disloqués, vers le bas, à une roche subschisteuse, gris bleu sale, à passées jaunâtres, contenant des débris calcaires de quelques centimètres de longueur. La brèche est épaisse de 5 m au maximum. Elle forme parfois une barre rocheuse, au niveau de laquelle apparaissent des sources.

L'existence de cette brèche montre que l'unité B a subi un déplacement par rapport à sa semelle plastique, et qu'elle n'a pas été simplement transportée à la surface de cette dernière.

Erratum : La bande inférieure de Cb a été oubliée sur la coupe 2. Elle devrait être représentée comme sur la coupe 1, par une écaille intercalée entre m¹ et Cm.



0 500m

un contact anormal jalonné de Trias forme limite entre ces marnes et les calcaires plus ou moins durs de l'« unité de Medjana ». Ce contact peut être choisi comme limite formelle entre A₄ et B₁, car il se prolonge sur de nombreux kilomètres, et finit par ne plus être associé aux marnes sombres.

Aux environs de la maison forestière, au N de Rass el Akkaz, au NW et à l'W du Dj. Aghboul, le contact est vertical ou déversé, soit vers le S soit vers le SE. Au bord du sentier situé au S du K de O. Kerbet, la lame triasique formant la semelle de B contient des marnes noirâtres et des blocs de calcaires à Inocérames. J'y ai recueilli en outre un fragment de poudingue à galets calcaires verts, jaune clair et bruns, de 1 mm à 4 cm de diamètre, caractéristique des lames B₂ et C₁.

Après s'être incurvée vers le SE, la lame atteint le secteur de Zennouna - Télégraphe de Medjana. Le Trias est alors relayé ou accompagné par des marnes sombres (fig. 142). L'unité B quitte le contact de la lame A₄ et vient reposer sur le Miocène de la lame A₁.

Entre l'Oued ed Djenaïne et le Télégraphe de Medjana, la semelle de B₁ supporte un large synclinal d'axe SW - NE, formé de marnes grises et calcaires à Inocérames, et dont la partie profonde est très disloquée. Le flanc NW du pli est déversé.

A l'W du Télégraphe de Medjana, l'unité B repose sur le bombement de Mansourah - Er Baha (p. 577). Dans l'axe de ce bombement post-nappes, elle a été déformée et érodée. Mais, sur le flanc S du bombement apparaît un lambeau de l'unité B. C'est la klippe de Draa Semmana (fig. 143), formée d'un synclinal raboté à sa base et surmontant l'unité A par l'intermédiaire d'une lame triasique discontinue. Ce synclinal est bien visible, à peu de distance de la route nationale, grâce à la mise en relief de bancs calcaires Inocérames.

A l'E du Télégraphe de Medjana, la semelle triasique de l'unité B se prolonge au pied des collines calcaires, au N de la route nationale. Au N d'El Achir, cette unité comprend, à sa base, des calcaires cénomaniens et turoniens (?) à silex de la zone bibanique (v. p. 619).

Le synclinal sénonien signalé entre l'Oued ed Djenaïne et le Télégraphe de Medjana, est relayé à l'E par un vaste anticlinal, lui-même constitué de marnes grises et calcaires à Inocérames, et offrant un rabotage basal accentué.

A l'E du méridien d'El Achir, la semelle de l'unité B passe au S des mamelons 1123 et 1088, par Aïne Makramra, au S d'El Krerba, traverse la route de Tazmalt à Bou Saada au point C.L. 683,85 -

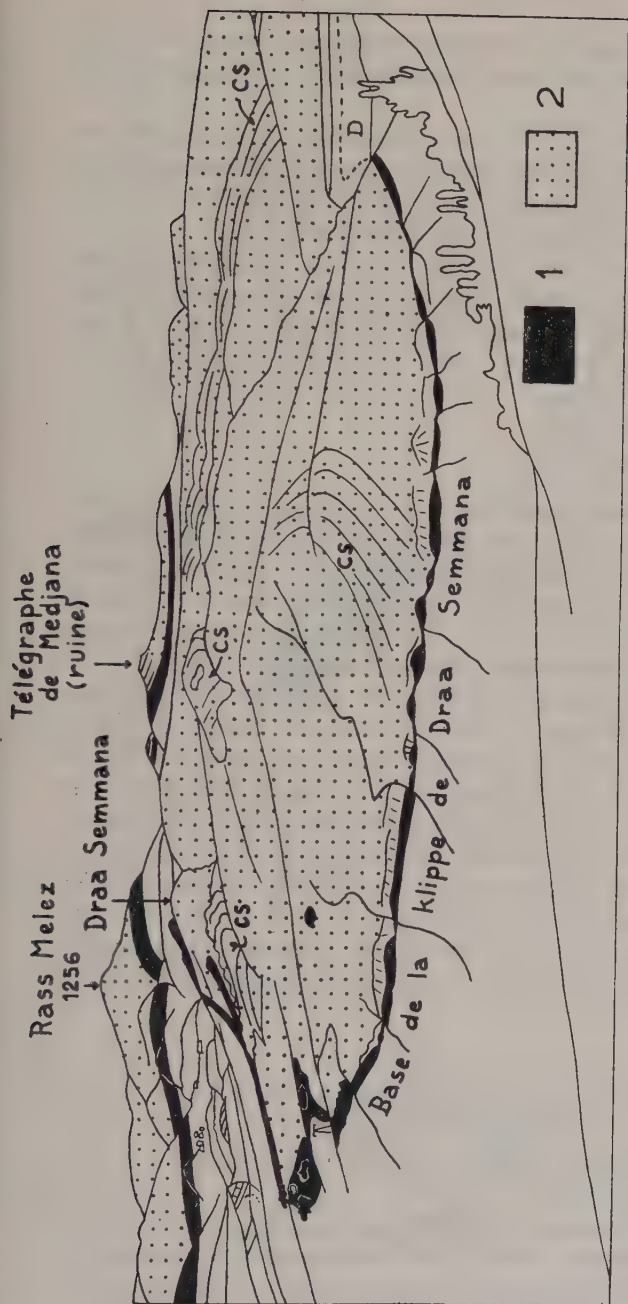


FIG. 143. — La klippe de Draa Semmana.

(Vue de la route nationale, C.L. 668,95 - 309,60, dans la direction de l'ENE).

- 1 : Semelle de l'unité B, formée de Trias à la base de la klippe, de Trias et de marnes sénoniennes sombres au pied de Rass Melez et du Télégraphe de Medjana. On note l'allure, voisine de l'horizontale, de la galette triasique supportant la klippe.
- 2 : Sénonien de l'unité B : marnes grises et cs, calcaires à Inocérames, reposant par la tranche sur la semelle triasique. En blanc : substratum de l'unité B, formé de Miocène inférieur, d'Éocène et de Sénonien néritique, et représentant l'unité A. Dans la partie gauche de la figure, entre Rass Melez et Draa Semmana, on observe un couloir qui représente la terminaison orientale du bombement Mansourah - Er Baha. Ce bombement post-nappes a fragmenté l'unité B, et isolé la klippe de Draa Semmana.
- D : déblais retirés du tunnel de Teniet el Merdja. Ce tunnel, passant sous la klippe de Draa Semmana, n'a traversé que l'Éocène supérieur à *Ostrea multicostrata*, appartenant à l'unité A, ce qui démontre le recouvrement.

311,45, la route de Bordj-bou-Arréridj à Blondel au point C.L. 685,45 - 311,75, la route de Bordj-bou-Arréridj à Zemmoura au point C.L. 686,15 - 311,85.

Au point C.L. 679,85 - 312,00, un contact anormal se détache de la semelle de B, passe au pied SE des collines d'El Hammam, puis à l'E de Bou Chaarou. Il sépare l'« unité de Medjana », à l'W et l'« unité de Blondel », à l'E (*cf.* S.N. REPAL 1952c).

A partir de Bou Chaarou, on voit affleurer, dans la partie orientale de la feuille Bordj-bou-Arréridj, des écailles éocènes qui offrent le faciès du plateau sétifien, et qui sont enchassées dans le Sénonien. Chaque écaille montre une série éocène tranchée obliquement par des failles.

3. *Lame B₂* (v. fig. 59).

Toutes les descriptions précédentes s'appliquent à la lame B₁. La lame B₂ n'est bien caractérisée qu'au S du Djebel Mzita, au SW du Dj. Metnen, et dans la dépression de l'Oued Mzita. Les faciès ont été définis dans le secteur d'El Bour-Aïne Baïach, où affleure le Sénonien à plaquettes calcaires (Flysch roux) et à niveaux détritiques, associé au Sénonien vaseux banal (pp. 284-286).

A son extrémité occidentale, la lame B₂ naît au NW d'Oulad Aïcha, où elle repose, comme B₁, sur des marnes sombres. Puis sa limite inférieure est indiquée par une lame de Trias, qui passe au S d'Oulad Aïcha. En se dirigeant vers l'E, on la voit traverser l'Oued Sraba, passer au S de Tala Ouni, au N et à l'E du Marabout Sidi Dahar où elle forme une épaisse bavure gypseuse (fig. 63), au N de Tizi Kalaa. Elle se dirige ensuite vers l'ENE, tourne au pied du mamelon de Kasbah, et se dirige vers l'Oued Mzita (fig. 136). Sur la rive gauche de cet oued, le Trias cède la place à une semelle de marnes sénoniennes. Sur la rive droite, la lame, à nouveau riche

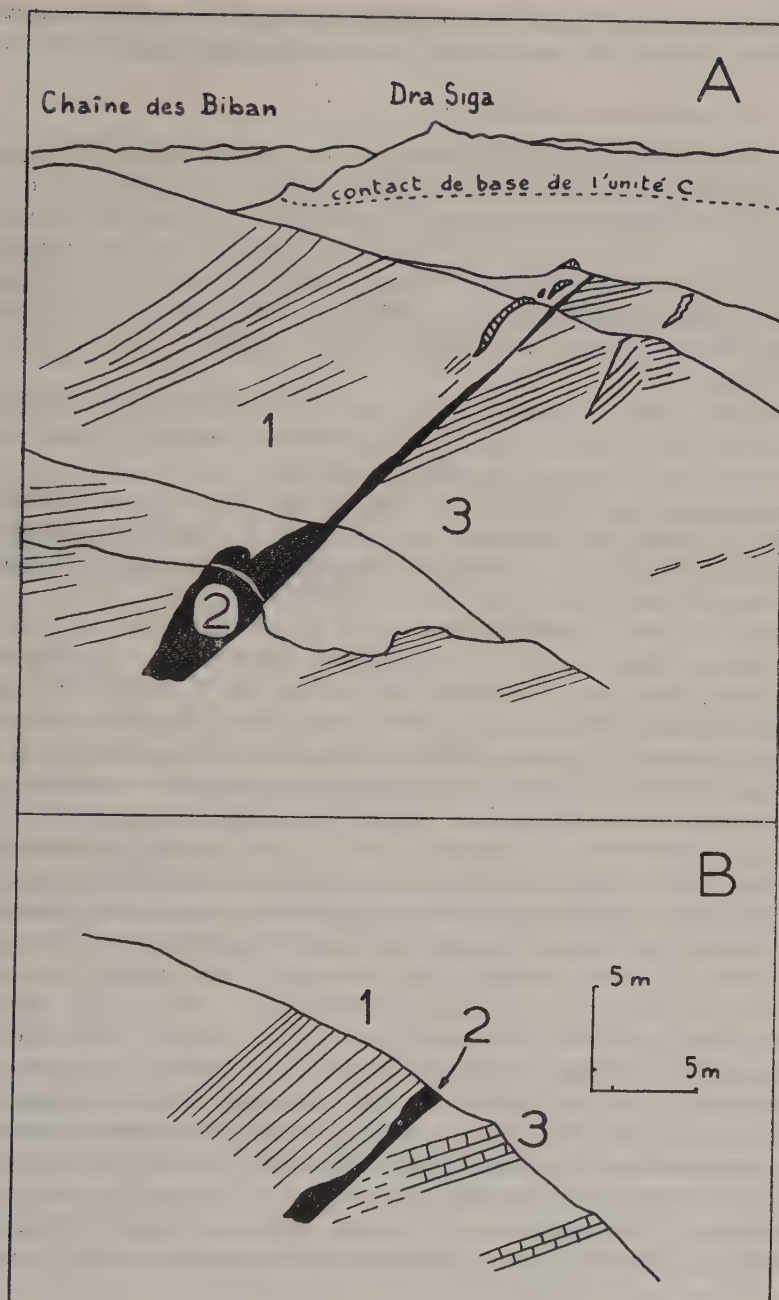
FIG. 144. — Le contact entre les lames B₁ et B₂ au NE de Kasbah (SE du Dj. Mzita).

A : Vue du sentier de Kasbah à El Bour (point C.L. 663,900 - 315,825), vers le NE.

B : Coupe synthétique.

1 : Sénonien à plaquettes calcaires et niveaux détritiques (lame B₂) ; 2 : complexe triasique ; 3 : Sénonien « vaseux » formé de marnes grises et de calcaires en petites barres (B₁).

Les couches de B₂ sont sensiblement parallèles à la bande triasique, qui recouvre obliquement les couches de B₁.



en Trias, se dirige vers Teniet Touagui, puis au S de Sidi Moussa. Sous les éboulis, elle est relayée par la lame supportant l'unité C.

4. *Affleurements septentrionaux :*

Au N des massifs des Djebels Mzita et Metnen, la semelle triasique de l'unité B se confond avec celle de l'unité C, ou passe sous cette dernière. Au N du Djebel Mzita, l'amas triasique situé sur les rives droites des Oueds Boukton et Amar, contient des marnes sombres et des paquets de Sénonien vaseux, avec calcaires à Inocérames plus ou moins transformés. Le prolongement oriental de cet amas supporte au contraire des lambeaux de l'unité C, dans le Douar Tafertast.

On peut dire en conséquence, que cet amas forme la semelle commune des unités B et C. Il a été considéré comme la semelle de l'unité C (fig. 63) pour simplifier le dessin.

Ce n'est qu'au NE du Djebel Metnen que l'on voit réapparaître la semelle, bien individualisée, de l'unité B. Il s'agit probablement de la lame triasique précédemment étudiée dans la région d'Arboul, et masquée par l'unité C au NW de Medjana.

Elle traverse l'Oued Mahadjar et s'étale au SW de Toukal (où elle a été figurée sous une largeur trop faible sur la carte fig. 63). Puis elle passe sous le village de Toukal, au N d'Iril Ourmane, au S du point 1030. Elle se renfle sous Oulad Rached et Oulad Amar, traverse l'Irhzer n' Saïd au S du point 690, passe au point 775 puis au S de l'Oued Chertiouah. Elle est alors masquée par les formations superficielles. On la voit réapparaître près de la route de Zemmoura (C.L. 690,85 - 330,65) puis arriver à la limite des feuilles Bordj Boni et Bou Sellam au point C.L. 691,325 - 330,500.

Sur tout ce parcours, la bande triasique recouvre le Sénonien bien stratifié de la zone bibanique, et supporte les terrains disloqués de l'unité B. Cette dernière est recouverte par l'unité C dans la partie méridionale de la feuille Bordj Boni et la partie septentrionale de la feuille Bord bou Arréridj. Toutefois, elle affleure d'une façon continue, entre ses limites N et S, sur la lisière orientale de ces deux feuilles. A l'E et au NE du Djebel Morissane, elle est constituée de Sénonien vaseux où les calcaires à Inocérames forment des lignes directrices très nettes. On observe ainsi une série de barres de direction moyenne NW - SE. A l'E et au SE du Djebel Morissane, l'Éocène couvre de vastes surfaces. C'est le début du régime qui caractérise une grande partie de la feuille Aïne Tagrout.

2^o **Unité C** (fig. 11, 13, 14, 15, 39, 49, 59, **63, 64**, 128, 130, 131, 141, 145, 146, 148, pl. V) :

a. *Introduction* :

Les divers lambeaux de l'unité C couronnent l'édifice allochtone du Tell méridional. Ils constituent des flots montagneux bien individualisés, et leur examen constituerait une excellente introduction à l'étude des nappes de glissement. Le contact anormal situé à la base de l'unité C est souligné par une lame de Trias à peu près continue. Il sépare constamment des masses sédimentaires de faciès et de structures différentes. J'ai déjà donné, dans les précédents chapitres, des descriptions et figurations qui expriment suffisamment les caractères de ce contact (v. ci-dessus pp. 78, 80, 613, 627, 667 à 671, 684 ; fig. 11 à 141).

Par ailleurs, l'étude régionale des divers constituants de l'unité C a été largement développée dans les chapitres de stratigraphie, les détails de structure étant, pour leur part, représentés sur de nombreuses figures. Je renverrai donc le lecteur aux pages 286-303, 407-446, 483-486.

b. *Définition* :

Structuralement, l'unité C est un ensemble de terrains qui reposent, par l'intermédiaire d'une semelle triasique, sur les unités A et B de la zone subbibanique et sur la zone bibanique. En certaines parties du Tell méridional, elle arrive même à reposer sur l'autochtone.

Stratigraphiquement, l'unité C est constituée de sédiments comprenant du Sénonien conglomératique, du Flysch crétacé, du Néonummulitique numidien et du Miocène inférieur.

c. *Historique* :

J. Savornin (1906a, b, 1920a) a toujours considéré, malgré les apparences de superposition, que le Trias bordant les massifs medjaniens s'élevait en lames diapyres à travers le substratum. Il semble toutefois que cet auteur soit passé, à diverses reprises, assez près de la vérité. Il a bien observé que le Trias formait, en bordure des massifs subbibaniques, le substratum du « Medjanien » (voir en particulier J. Savornin 1905c, p. 11 ; 1906b, pp. 333 ; 1920a, p. 101, 103, 105, 106, 108, 317). Dans la dépression de

l'Ouennougha - Medjana, il note que les « grands îlots d'Éocène supérieur reposent ordinairement » sur le Sénonien plissé « par l'intermédiaire d'une lame de Trias ophitogypseuse. Il y a là une disposition presque constante, mais fort étrange » (Savornin, J., 1906a, pp. 286-287). Il écrit encore (1906b, p. 333) que le Dj. Meghrnine et ses annexes forment un pâté de montagne qui repose en grande partie sur du gypse. Mais ses figures et surtout ses écrits ultérieurs démentent l'impression que produirait cette phrase sur un lecteur moderne. Pour bien résumer sa pensée, il faut dire — à mon avis — que le Trias traverse le substratum du « Medjanien » pour venir se placer *au bord* des massifs (voir les interprétations très caractéristiques des figures 12 à 18, in J. Savornin 1920a, pp. 101 à 104) : C'est donc bien *le bord* seul des massifs « medjaniens » qui repose sur des lames obliques, plus ou moins larges, de Trias. Le même auteur, pensait que l'autochtonie du « Medjanien » était démontrée par l'existence, à la base de cette formation, de conglomérats remaniant le Trias (Savornin J. 1906b, p. 333 ; 1920a, pp. 103-108). Or ces conglomérats sont d'âge sénonien et leurs constituants sont d'origine lointaine (pp. 286-300).

Au cours d'une mission de reconnaissance, G. Lucas (1934) mit en évidence, dans la région de Teniet el Khemis, le recouvrement du Medjanien sur le Crétacé, par l'intermédiaire de Trias. L'ampleur du chevauchement était estimé par cet auteur à 1 200 m au moins. Mais il admettait que l'avancée du Trias s'était effectuée vers le N.

Pour J. Savornin, J. Flandrin et G. Lucas (1934), le « Medjanien » s'était déposé dans la zone subbibanique. Cependant, J. Flandrin (1948, pp. 268-269) a sérieusement envisagé de rattacher le Flysch du Dj. bou Zid à la Nappe du Flysch de L. Glangeaud. En dehors des arguments stratigraphiques, étudiés plus haut, cet auteur avait reconnu la présence de Trias au contact du Flysch et du Sénonien sous-jacent. Mais il devait se décider en faveur de l'autochtonie du Flysch, assimilé au Numidien.

A. de Spengler (S. N. Repal 1952c) pressentit l'allochtonie du « Medjanien » sur la feuille Bordj-bou-Arréridj. Il dessina un contact anormal autour des Djebels Metnen et Morissane, et écrivit : [L'état des levers] « permet de présumer qu'il y a, dans la partie Est du Dj. Morissane, un contact anormal du Medjanien sur le Crétacé et l'Éocène ». [Les relations des grès du Dj. Morissane] « avec les terrains environnants n'ont pas encore été

précisées [...] Le problème de l'origine et de la situation tectonique de tous les massifs de grès « medjaniens » qui jalonnent la bordure méridionale de la Chaîne des Biban, de Bordj-bou-Arréridj (Dj. Morissane) à Aumale (Dj. Dira) et au-delà, reste entier ».

Lorsque l'unité C fut définie, son individualité ne ressortait que de simples arguments structuraux (Caire A., 1951a, b. Les terrains qui la constituent étaient alors rapportés au « Medjanien » de J. Savornin, et rangés dans un ensemble sédimentaire d'âge priabono-oligocène. Je notais que ces terrains reposent, souvent par la tranche, sur une lame de Trias discontinue, et que la structure du Sénonien situé sous le Trias est différente de celle du Medjanien. Je figurais en outre (Caire A., 1951b, fig. 2) la calotte du Djebel Mzita, et l'ablation basale subie par le synclinal numidien couronnant ce massif. J'envisageais la provenance septentrionale des éléments triasiques du poudingue medjanien. Mais, à cette époque, l'ampleur du déplacement subi par l'unité C était « inconnue et sans doute incontrôlable » (*Ibid.*, p. 729). Après avoir envisagé un cheminement de faible amplitude (Caire A., 1952b), je fus conduit, en étudiant la zone bibanique, à reporter plus au N la « patrie » de cette unité (Caire A., 1953e). Puis, en considérant le problème à l'échelle de l'Algérie centrale, il apparut (Caire A. et Mattauer M., 1953a) que la nappe C provenait des sous-zones J et Id de L. Glangeaud, la flèche du glissement atteignant peut-être localement 100 km.

Enfin, la nappe C put être subdivisée en sous-unités, d'âge et de nature divers (Caire et Mattauer, 1954, 1955).

Les affleurements triasiques qui ourlent les lambeaux de l'unité C ne peuvent représenter l'intersection de « filons » obliques, montés de la profondeur. Cette interprétation, soutenue par J. Savornin, tombe naturellement lorsqu'on étudie l'intersection de la lame triasique avec la topographie, la foliation interne du complexe triasique, et les klippes détachées sur les bords des grands massifs (v. chapitre Trias, p. 75-84).

La superposition du Numidien au Trias, et son glissement sur des roches plissées antérieurement ont été reconnus en Tunisie septentrionale par Ch. Gottis (1953a). Mais cet auteur n'admet que des chevauchements locaux. Pour G. Castany (1954), la surface de discontinuité, jalonnée de Trias, située à la base du Flysch nummulitique dans la zone Kroumirie — Nefza, a été provoquée par le glissement local et limité de la masse oligocène à la faveur de la discordance post-lutétienne.

d. *Subdivisions et style tectonique :*

D'après la structure des terrains représentés dans l'unité C, on peut distinguer, au moins localement, quatre lames nommées C₁, C₂, C₃ et C₄. Lorsque plusieurs d'entre elles sont représentées dans le même massif, elles se succèdent, de bas en haut, dans l'ordre des indices croissants. Mais on observe généralement un relai, par biseautage latéral de certaines lames. Ces lames ne sont pas séparées par des semelles triasiques.

D'ailleurs, les lames C₂, C₃ et C₄ ne correspondent pas toujours à des entités totalement distinctes. Il s'agit plutôt de masses sédimentaires, qui se sont désolidarisées localement, de part et d'autre d'une surface de discordance, ou à la limite de terrains d'inégale compétence.

— *Lame C₁* (fig. 14, 18, 39, 40, 63, 64, 128, 131, 148, pl. V).

Des lambeaux discontinus de conglomérats apparaissent à la base de l'unité C, aussi bien sous le Flysch crétacé du massif d'Harraza que sous les couches oligocènes des Dj. Mzita, Metnen et Morissane. Il ne peut donc s'agir du « conglomérat de base » de l'Oligocène. L'étude stratigraphique de cette formation conduit à l'attribuer au Sénonien (pp. 286-300).

De nombreux éléments du Sénonien conglomératique ont une origine extra-bibanique. Ils proviennent d'une zone paléogéographique située entre la zone bibanique et la zone du Flysch (Id de L. Glangeaud), analogue aux Babors et à la zone des Écailles intermédiaires. Le problème des conglomérats du Dj. Kalboun et des massifs voisins a fait l'objet de remarques (p. 296). Il ne sera pas repris ici.

— *Lame C₂* (fig. 14, 15, 63, 64, 130, 148).

Le Flysch du massif d'Harraza — Dj. bou Zid est identique à celui de la zone Id. Il représente une partie de la nappe du Flysch de L. Glangeaud (v. pp. 293 (8°), 294 (9°), 300-303).

Pour définir le style tectonique de la lame C₂, on ne peut mieux faire que reproduire les lignes suivantes, consacrées par L. Glangeaud (1932a, p. 494) à la nappe du Flysch : [Les couches du « flysch »] « sont violemment plissotées dans tous les sens et disloquées. Il est impossible d'y reconnaître des anticlinaux et des synclinaux, car ces plissements sont d'une irrégularité tout à fait extraordinaire [...] Le « flysch » [...] a dû jouer comme une

masse homogène et plastique dont la matière, par suite des frottements internes, devait subir de multiples tourbillons et plissottements ». Dans le même sens, M. Gignoux (1942) parle d'« écoulements superficiels tourbillonnaires » à propos du Flysch à Helminthoïdes de la chaîne alpine. On peut encore dire que la lame C_2 s'est mise en place dans le Tell méridional sous l'effet d'un écoulement turbulent superposé au glissement d'ensemble.

— *Lame C_3* (fig. 47 à 59, 63, 64, 145, 146, 148).

Les caractères pétrographiques et sédimentologiques des grès numidiens et de la série molassique de Medjana témoignent d'un dépôt au voisinage d'une terre émergée constituant une « source de quartz ». Cette terre ne peut être découverte au sein du Tell méridional, ni à sa proximité immédiate (v. pp. 442, 706, 722, 755).

Au point de vue lithologique, l'Oligocène de l'unité C comprend deux assises différentes :

— à la base, des marnes ou des schistes contenant des bancs calcaires ou gréseux peu épais et disséminés,

— au sommet, une série gréseuse compacte et rigide.

L'assise supérieure est presque exclusivement conservée sous forme de synclinaux, dont la base a subi un rabotage basal plus ou moins accentué¹.

L'assise inférieure, plus plastique, est donc inégalement représentée. C'est pourquoi les anciens auteurs lui assignaient une épaisseur irrégulière, toutes ses variations étant considérées comme originelles, sous la dépendance des conditions locales de dépôt.

Cette assise plastique peut montrer des plissottements, indépendants des déformations de la dalle gréseuse superposée. De telles disharmonies, au-dessus de la surface de décollement, sont comparables aux faits signalés en Provence par G. Corroy (1942) mais ne vont pas jusqu'au stade des « accidents intercutanés » de P. Fallot et A. Faure Muret (1949) et de P. Fallot (1950, p. 183).

Dans le massif d'Harraza — Dj. bou Zid, les grès oligocènes flottent, comme des icebergs, sur le Flysch crétacé. Les limites communes des deux formations sont généralement masquées par des éboulis. Sur la fig. 63, les affleurements oligocènes ont été très schématisés.

1. Les expressions d'« ablation basale » (Fallot P., 1944a) et de « rabotage basal » (Fallot P., 1944b) ont été créées pour rendre compte de phénomènes — analogues à l'Abscherung des auteurs allemands — observés dans la zone subbétique. P. Fallot (1944a) note que « de tels phénomènes ont pu jouer un rôle dans la genèse de certaines anomalies tectoniques d'Algérie et de Tunisie septentrionale ».

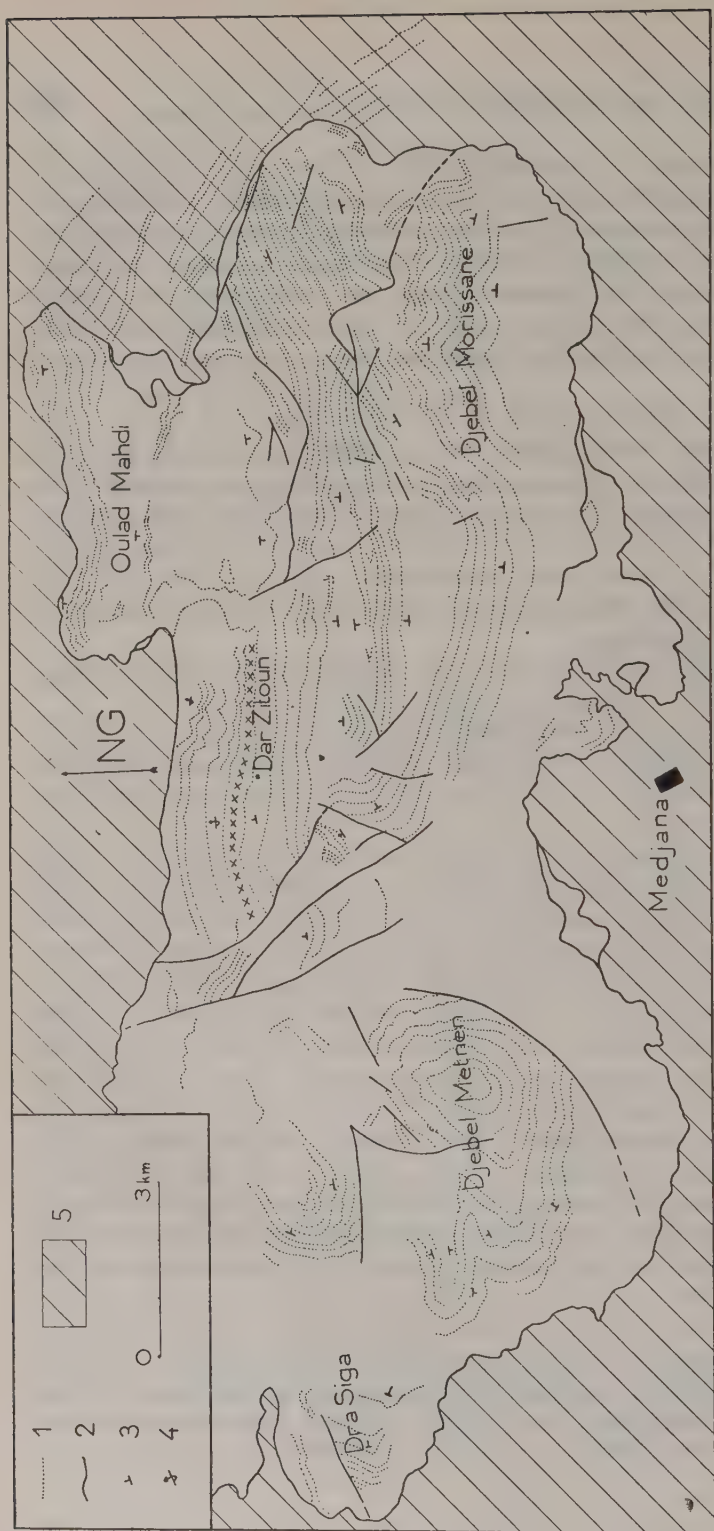


FIG. 145. — Carte structurale du massif des Dj. Metnen et Morissane (unité C).

1 : traces de bancs ; 2 : failles et contacts anormaux ; 3 : plongement ; 4 : renversement ; 5 : zone bibanique et unité B.
L'allure du contact séparant les unités B et C montre qu'il ne peut s'agir d'un relai de failles verticales ou obliques, mais d'une surface de recouvrement. La même impression ressort de l'opposition entre les directions des bancs de l'unité B et de l'unité C, au NE du Dj. Morissane.

— *Lame C₄* (fig. 14, 57, 63, 64, 148).

Le Miocène du Djebel bou Zid a été étudié pp. 483-486.

Son conglomérat de base contient surtout des fragments du substratum immédiat, constitué par le Flysch crétacé. Mais les dépôts de même âge, et de même situation structurale, recouvrant l'Oligocène de l'Ouarsenis oriental, contiennent des galets provenant de la chaîne calcaire (Magné J. et Mattauer M., 1955b). Il en est de même pour le Miocène du Dj. Fahl, sur la feuille Oued Okris (Kieken M., 1956).

Le Miocène du Dj. bou Zid forme un synclinal perché. Il est découpé par de petites failles qui se relaient à sa périphérie. Au cours du glissement de l'unité C, il a dû se désolidariser du Flysch sous-jacent, qu'il surnage à la manière d'un radeau. C'est à ce titre qu'il peut être attribué à une lame distincte des précédentes.

En d'autres parties du Tell, le Miocène de l'unité C est resté solidaire des terrains qu'il recouvre en transgression. La lame C₄ n'a donc qu'une valeur locale.

e. *Etude régionale sommaire.*

L'étude des lambeaux disjoints de l'unité C peut être effectuée d'E en W. On examinera donc successivement : le massif du Dj. Morissane et du Dj. Metnen, avec ses prolongements septentrionaux et occidentaux, le massif du Dj. Mzita, le massif d'Harraza - Dj. bou Zid et ses prolongements septentrionaux.

1. *Le massif du Dj. Morissane et du Dj. Metnen.* (fig. 63, 64, 145, 148).

Cet énorme pâté montagneux s'étend de part et d'autre de la limite des feuilles au 1/50 000 Bordj-bou-Arréridj et Bordj Boni. Sa situation allochtone ressort du simple examen de la figure 145, où sont uniquement représentés les traces des bancs, les failles et les contacts anormaux.

La semelle de l'unité C y est formée d'une lame triasique d'épaisseur variable, qui disparaît localement sous les éboulis gréseux et sous les glacis alluviaux.

Au NW de Medjana, le long de la route Tazmalt - Bou Saada près du méridien Lambert 876, cette semelle sépare le Sénonien de l'unité B et les schistes du Numidien inférieur. Nous la suivrons vers l'E, sur le flanc S du Dj. Morissane, puis nous contournerons le massif, pour revenir à notre point de départ.

A l'ENE de Medjana, la semelle triasique supporte un lambeau de la lame C₁, étudiée dans les secteurs de Draa Dilmi et de Meslane el Kebch (p. 287 et 288). Elle se renfle et constitue un amas gypseux exploité par la plâtrière de Blondel, puis se montre à nouveau près de l'Aïne el Melah. Au S et au SE du Dj. Morissane *s. str.*, de petites lentilles triasiques apparaissent dans l'unité B, non loin de la base de l'unité C (par exemple en C.L. 685,65 - 316,20 ; 685,80 - 316,40 ; 685,90 - 316,70 ; 688,30 - 318,35 ; 688,60 - 319,30). Il s'agit probablement de diverticules de la semelle de l'unité C.

Dans la partie orientale du Dj. Morissane, la semelle passe au pied du Kef Krouma et du Kef Sottara, puis à la pointe du contour de la route de Zemmoura, entre Kef Sottara et Oulad Mahamel. Elle se maintient sur la rive gauche de l'Oued bou l'Haf, passe au N de Boucheraf et se prolonge vers l'WNW, pour se renfler en amas dans les Oulad Mahdi (autour de C.L. 684,7 - 325,2). De là, elle contourne un grand promontoire formé de schistes et grès numidiens. Le recouvrement y est d'une netteté remarquable, en particulier dans le secteur de Dra el Ksar (vers C.L. 685,5 - 326,5), et près d'Aïne Kasbah (vers C.L. 680,0 - 326,0). Puis la semelle subit une torsion, traverse l'Oued er Reraïtaf et l'Oued Dar Zitoun. Elle passe alors sur la semelle de l'unité B et vient à reposer directement sur le Sénonien de la zone bibanique. Plus à l'W, elle traverse l'Oued Kharrouba et l'Oued Chouf, et atteint la région de Teniet el Kremis, étudiée par G. Lucas (1934). Au S de l'Oued Amar, elle se divise en deux lobes. L'un s'étend au SW, supporte les lambeaux d'Iril Izarzère et d'Agouni Ali, et se fond dans l'amas triasique situé au N du Dj. Mzita. L'autre se dirige vers le S et constitue la semelle du Dj. Metnen. Celle-ci passe au pied du K^{at} Foug Bra, dessine un large rentrant dans la vallée de l'Oued Melaha, puis contourne le piton de Dra Siga (secteur d'Aïne Kahala, fig. 63). Sur les flancs W et S du Dj. Metnen *s. str.*, elle est recouverte par des éboulis, mais les relations structurales entre Sénonien et Numidien ne laissent aucun doute sur la nécessité d'un contact anormal entre les unités B et C. D'ailleurs, la semelle triasique réapparaît avec toute sa netteté au N de la maison forestière d'Arboul, sur la rive droite de l'Oued el Melah, puis sur la rive droite de l'Oued ed Djenaïne. Vers le NE, elle passe au Dj. Tercht (Dj. Tirecht) et nous ramène à notre point de départ.

En ce qui concerne la structure interne du massif, on peut se

contenter des quelques indications suivantes et utiliser, à titre de complément, les figures 63, 64, 145 et 148.

Le Djebel Morissane est en grande partie constitué par la série de Medjana (p. 414). On y voit aussi des termes de passage à la série « numidienne », sur le flanc S du massif, et des sédiments de faciès franchement numidien, sur le flanc N (au N du Teniet Chaïb) (v. pp. 416-423).

Au point de vue structural, on observe plusieurs monoclinaux et synclinaux d'axe E-W, plus ou moins rompus et affectés de décrochements obliques NW-SE à NNW-SSE. Les tronçons encadrés de décrochements acquièrent en divers points une allure chevauchante. Le synclinal de la forêt des Beni Yadel est renversé au S. L'ensemble donne ainsi, l'impression d'un paquet de plis et d'écaillés glissé vers le S.

Dans la partie orientale du massif, la direction des bancs est constamment WSW-ENE. Elle s'oppose totalement à la direction des bandes calcaires du Sénonien sous-jacent (unité B), allongées du NW au SE (fig. 145).

Au NE du massif, le lambeau numidien d'Oulad Dahmane flotte visiblement sur l'unité B.

Le Djebel Metnen (ou Dj. Moutene) est séparé du Dj. Morissane s. l. par un groupe de failles s'orientant autour de la direction méridienne. La partie principale du massif est constituée par la série « numidienne ». Les grès forment une dalle, presque horizontale dans la partie S, et ployée en synclinal dans la partie N du Dj. Metnen s. str.

Au NW, le monoclinal de Dra Siga est constitué par une série gréso-schisteuse plongeant à l'ESE, et reposant par la tranche sur une semelle triasique à peu près horizontale. Au N, le synclinal du Kat Mekmène est constitué par les horizons supérieurs (marnes et grès) de la série numidienne.

Plusieurs failles, de directions variées, mettent en contact les grès numidiens et les argiles sous-jacentes.

Dans la partie septentrionale du massif, de part et d'autre de Teniet el Kremis et sur la rive gauche de l'Oued Amar, la semelle triasique de l'unité C repose directement sur le Sénonien de la zone bibanique. Puis cette semelle se rattache, vers l'W, à l'amas triasique situé au N du Dj. Mzita. La partie orientale de cet amas supporte les lambeaux numidiens d'Iril Izarzère et d'Agouni Ali, alors que sa partie occidentale recèle des fragments de l'unité B.

2. Le Djebel Mzita (fig. 59, 63, 64, 146, 148).

La partie culminante du Dj. Mzita affleure de part et d'autre de la limite des feuilles Mansourah et Bordj-bou-Arréridj. Elle représente un lambeau de l'unité C, reposant sur la lame B₂. La surface de recouvrement est très généralement masquée par des éboulis gréseux. Dans la partie septentrionale du lambeau affleurent très sporadiquement des conglomérats sénoniens, rangés dans la lame C₁. Dans sa partie centrale et méridionale règne le Néonummulitique à faciès numidien (v. p. 409).

Dans la région d'Oulad Atmane (partie NE du Dj. Mzita), les schistes de base du Numidien reposent directement sur le Sénonien de la lame B₂. Ils montrent des froissements et contournements qui ne laissent aucun doute sur la nature mécanique du contact. A l'extrémité orientale du massif (à l'W d'El Bour), c'est une faille peu inclinée qui met en contact Numidien et Sénonien.

Les grès numidiens montrent un rabotage basal bien caractérisé. Dans la partie occidentale de la ligne des crêtes, ils sont ployés en un synclinal d'axe E-W, dont les flancs pendent de 20 à 30°. Dans la région centrale, ils plongent régulièrement vers le N. Une déchirure dans la carapace d'éboulis permet d'observer la série gréseuse de Sidi Belkassam (C.L. 660,30 - 316,10) jusqu'au point C.L. 660,30 - 318,05. Une faille SW-NE, passant entre les sommets cotés 1419 et 1441, tranche la série. Elle constitue une

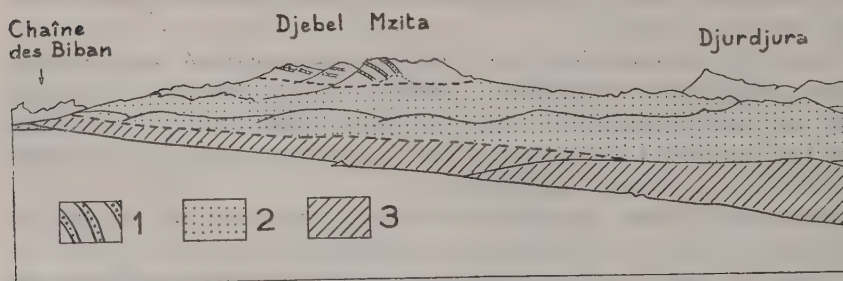


FIG. 146. — Le Djebel Mzita, vu de l'ESE.

D'un point situé le long de la route nationale, en C.L. 668,95 - 309,60 (feuille Bordj-bou-Arréridj) le Djebel Mzita apparaît par sa tranche.

1 : « Medjanien » ou unité C, comprenant des conglomérats sénoniens et un Flysch néonummulitique, dont les bancs gréseux reposent obliquement sur le contact de base (rabotage basal) ; 2 : Sénonien de l'unité B et de la lame A₄ ; 3 : Sénonien néritique et Miocène inférieur des lames A₁ - A₂.

réplique de la faille signalée à l'W d'El Bour. Dans la partie orientale du lambeau, s'opère une torsion progressive, amenant les grès à plonger vers l'E (v. fig. 63).

3. *Le massif d'Harraza — Djebel bou Zid.* (fig. 63, 64, 148).

Ce nouveau massif affleure sur la feuille Mansourah et sur la feuille Oued Okris. Il est formé, dans toute sa partie orientale, de Flysch crétacé (lame C₂) reposant sur des lambeaux discontinus de Sénonien conglomératique (lame C₁). Ces terrains ont été étudiés pp. 286-300 et 300-303.

Sur la bordure occidentale de la feuille Mansourah, des paquets de grès numidiens (lame C₃) sont emballés dans le Flysch crétacé. Les limites entre ces deux formations sont souvent masquées par des éboulis. Chaque fois qu'elles apparaissent, elles doivent être assimilées à des failles ou à des contacts anormaux.

Au Dj. bou Zid, le Flysch est recouvert par un chapeau de Miocène, que je range dans la lame C₄ (v. ci-dessus, p. 483).

Tout ce paquet de lames allochtones repose sur une semelle triasique, dont j'ai donné plus haut les divers aspects. Assez peu nette le long de la piste d'Harraza (fig. 11, p. 79), elle apparaît au contraire avec une grande netteté sur toute la lisière méridionale du massif. Cette semelle passe à l'W de K^{at} Tazerdja, au N de Kef Sekrar (v. p. 94). Entre Rass Semmoumia et le Chabet Meriem, elle s'épaissit et plonge de 20 à 80° vers le N ou le NW. Puis elle prend un aspect moniliforme, passe entre Mechta Mergade (fig. 15a, p. 84) et Mechta Draa el Abiod, au pied de Kef Brour (pl. IV) et K^{at} Segat el Kelkra. De ce dernier point, jusqu'au pied de K^{at} ed Dib, la lame triasique offre un tracé NE-SW presque rectiligne, indiquant sa position subverticale, sur une distance de 5 km. Elle tourne et se dirige vers K^{at} oum Bagra, puis reprend sa direction NE-SW. Elle forme ensuite un rentrant dans la vallée de l'Oued et Tarfa, et vient tourner au pied du Dj. Chemlal. Sur toute la lisière méridionale du massif d'Harraza — Dj. bou Zid, la semelle triasique de l'unité C est pratiquement parallèle à la direction des couches sénoniennes appartenant à la lame A₄ sous-jacente. Souvent même, le pendage de la semelle est le même que celui du Sénonien (v. fig. 15a). Il semble donc que le Sénonien était horizontal lorsque l'unité C a atteint cette région. Le redressement, postérieur à la mise en place de l'unité C, doit être mis en relation avec le soulèvement post-nappes du Dj. Choukchot.

Dans la partie orientale du massif d'Harraza, la base de l'unité C atteint une faible altitude, inférieure à 850 m, alors qu'elle se situe, partout ailleurs, aux environs de 1 000 m. C'est que l'on se trouve ici dans l'axe d'un synclinal post-nappes, parallèle au bombement du Djebel Choukchot.

Sur la lisière septentrionale du massif, la semelle triasique de l'unité C repose sur l'unité B, dans laquelle le Trias s'injecte localement (au N de la maison forestière d'Harraza, entre Aïne Melouka et El Batha). Cette semelle offre une structure complexe dans la région d'Harraza (fig. 13b, p. 81). Près d'Aïne bou Harrès, elle est peu inclinée (fig. 15b, p. 84), mais se redresse dans l'Oued bou Djouane, au N du Dj. bou Zid.

Au N du massif se détachent des klippes plus ou moins vastes, dont les bases se trouvent sensiblement à la même cote. Au NE de la maison forestière d'Harraza, on reconnaît le petit témoin du point 1047 (fig. 39, p. 292), la klippe d'Iguer Ali, reposant sur l'unité B et la lame A₄, et le lambeau de Chachiouah, reposant sur la zone bibanique (C.L. 640,3 - 320,3 et 640,85 - 320,90). Au N du Dj. bou Zid s'étend le vaste lambeau d'Iril Ouiazit (fig. 10, p. 78 ; 14, p. 82 ; 63, 130, p. 665).

3° Remarques sur la limite entre unités B et C. Le problème du Sénonien conglomératique :

A titre de comparaisons, il faut signaler que le Sénonien conglomératique se trouve, dans l'Ouarsenis oriental, localisé à la partie supérieure de l'unité B (Mattaue M. 1956d). Dans la région des Biban, il existe une grande parenté de faciès entre les constituants des lames B₂ et C₁, qui proviennent sans doute, l'une et l'autre, de la zone des Écailles intermédiaires (= Babors). Il semblerait donc plus logique, à ce point de vue, de grouper ces deux lames, soit dans l'unité B, soit dans l'unité C. Cependant, les conglomérats de C₁ se présentent en lambeaux disjoints, toujours associés au Flysch crétacé ou à l'Oligocène, au-dessus d'une lame triasique continue. Ils sont structuralement indépendants de B, car cette lame de Trias repose indifféremment sur les unités A et B, et sur la zone bibanique. L'unité C ayant été définie structuralement, et non pas en vertu de considérations paléogéographiques, secondairement acquises, et encore incertaines, les couches conglomératiques doivent être partagées, dans la région des Biban, entre les unités B et C.

Si l'on s'en tient aux considérations paléogéographiques, il

n'est d'ailleurs pas certain que les couches formant mes lames B₂ et C₁ se soient déposées dans des zones très proches l'une de l'autre. Il pouvait exister entre elles une plus grande distance qu'entre les zones de dépôt des lames B₁ et B₂, ou des lames B₂ et C₁. On peut seulement noter (fig. 40, p. 305) que les éléments détritiques connus dans le Sénonien du Tell septentrional semblent venir d'un « centre d'émission » situé dans la zone de dépôt de la lame C₁. Le diamètre des éléments décroît en effet lorsqu'on passe dans les lames B₂ et C₂.

Quoi qu'il en soit, on touche ici à l'une des raisons qui interdisent de définir les grandes nappes, à l'échelle du Tell, en faisant intervenir uniquement leur composition stratigraphique. A mon sens, les corrélations structurales doivent toujours prendre le pas sur les considérations paléogéographiques.

Pour revenir au cas précis de la séparation entre unités B et C, on peut dire que le Sénonien conglomératique doit être considéré, dans le Tell méridional, comme un terrain structuralement situé au voisinage de la limite commune de ces deux unités. Il peut, suivant les régions, entrer dans l'une ou dans l'autre, ou se partager entre l'une et l'autre.

4° Remarques sur l'allure générale des unités A, B et C dans la zone subbibanique :

A l'échelle de la zone subbibanique, la surface de base de l'unité A est très gondolée, celle de l'unité B présente de vastes ondulations, celle de l'unité C est à peine gauchie. Ces différences s'expliquent par quatre raisons :

— L'unité A, et surtout sa partie profonde, a occupé les dépressions topographiques du pays sur lequel elle s'étendait. Au contraire, les unités B et C se sont déplacées sur une région déjà remblayée.

— L'unité A est visible dans les parties de la zone subbibanique où les mouvements post-nappes ont été particulièrement intenses.

— Les mouvements du substratum autochtone ont commencé dès la mise en place de l'unité A et se sont poursuivis jusqu'après la mise en place de l'unité C. La somme des déformations subies par l'allochtone est d'autant plus grande que l'on s'adresse à une unité plus profonde.

— Des surfaces d'érosion ont pu prendre naissance après la mise en place de chacune des nappes, au moins dans les parties frontales de ces unités allochtones. Les nappes supérieures ont donc pu se déplacer sur des glaciais peu inclinés.

5° Origines des constituants sédimentaires des unités B et C :

Le Sénonien de type « bathyal », formé essentiellement de marnes grises et de calcaires à Inocérames, est représenté sous le même faciès dans la lame A₄ et dans l'unité B, et plus précisément dans la lame B₁. Lorsque la semelle triasique de l'unité B manque, le passage entre A₄ et B s'effectue au sein de marnes sombres du Maestrichtien. Les lames A₄ et B₁ doivent donc provenir de régions voisines. La lame B₁ contient par ailleurs de l'Éocène sous un faciès différent de celui qui caractérise la lame A₃. Or les lames A₃ et A₄ ont la même patrie.

Ces divers caractères permettent de situer la patrie de B₁ immédiatement au N de la patrie de A₄, sensiblement à la limite de la zone bibanique et de la zone des Babors. La zone des Babors correspond à la zone des Écailles intermédiaires de L. Glangeaud.

Le Sénonien à plaquettes calcaires et niveaux détritiques, constituant la lame B₂, provient, selon toute vraisemblance, de la zone des Babors (p. 286). On pourrait aussi admettre que B₁ et B₂ proviennent toutes deux de la zone des Babors, et que ces deux lames se seraient séparées par diverticulation. On ne pourra choisir entre ces deux hypothèses qu'après avoir soigneusement daté les couches de B₁ et de B₂ dans toutes les régions où ces lames sont représentées.

Le Sénonien conglomératique (p. 299) situé à la base de l'unité C provient du Tell septentrional, et, selon toute vraisemblance, de la zone des Babors.

Le Flysch crétaé du massif d'Harraza (p. 300) représente un lambeau de la nappe du Flysch de L. Glangeaud. Il est recouvert par le Miocène du Dj. bou Zid, déposé au voisinage de la chaîne calcaire.

Quant à l'Oligocène (p. 407), sous le faciès « numidien » franc et le faciès molassique de Medjana, il provient de la zone du Flysch (Id de L. Glangeaud), et peut-être en partie de la zone des Écailles intermédiaires (v. p. 719). Ces conclusions ne sont pas admises par tous.

Ainsi, J. Flandrin (1955a, pp. 320-321) pense que les unités B et C proviennent de la zone bibanique. Pour M. Kieken (1956), la Nappe du Flysch aurait été mise en place sur la zone bibanique avant le dépôt du Numidien. Il faudrait donc admettre qu'avant le glissement des lames A₃-A₄, de l'unité B et de l'unité C, la zone bibanique était couverte par le matériel constituant ces diverses « nappes ». Toute cette masse de terrains était même couverte

par la mer où se déposaient des conglomérats miocènes empruntant leurs éléments à la zone I. Le creusement en sillon de la zone bibanique, et le charriage en deux temps de la nappe du Flysch, me semblent cependant difficiles à admettre.

Dans l'interprétation de M. Kieken, le Trias supportant la nappe du Flysch proviendrait du Tell septentrional. Je m'accorde avec lui sur ce point. Mais la semelle de cette nappe n'a guère pu alimenter toutes les lames triasiques observées à la base de l'unité B et de tous les lambeaux « numidiens » du Tell méridional.

La zone bibanique ne contient pas non plus les cheminées triasiques qui auraient permis de fournir le coussinet lubrifiant de ces unités.

Par ailleurs, les travaux de M. Mattauer ont montré que les lambeaux numidiens de l'Ouarsenis oriental proviennent eux aussi du Tell septentrional. On connaît aussi des lambeaux de Numidien charrié au sein du Tell septentrional lui-même, par exemple dans la région de Tablat (Dj. Mesguida). Ce Numidien repose sur une unité qui correspond sans doute à mes lames B₂ ou C₁ (Glangeaud L., 1953). A moins d'admettre un double glissement, vers le N et vers le S, des nappes B et C, il semble exclus que ces unités proviennent de la zone bibanique.

X. — DÉPÔTS POST-NAPPES : MIOCÈNE DU SILLON CHÉLIF - SOUMMAM

La partie septentrionale de la zone bibanique est recouverte par les formations rouges de la dépression de l'O. Soummam (p. 486). De même, les structures de l'Ouarsenis disparaissent, vers le N, sous le Miocène inférieur du bassin du Chelif. Or, la dépression de l'O. Soummam et le bassin miocène du Chélif ne sont que deux tronçons d'une longue bande de dépôts néogènes, jalonnée par le bassin de Médéa et la région des Arib. Ces dépôts n'ont pas participé aux charriages du Tell. De structure simple, ils reposent à la fois sur l'autochtone et les nappes dans l'Ouarsenis (Mattauer M., 1956d), sur la zone bibanique, sur la zone II de L. Glangeaud, sur la nappe du Flysch et sur les Babors. Il s'agit donc de formations post-nappes.

Or, les nappes sud-telliennes reposent sur des dépôts d'âge

miocène inférieur¹, et contiennent des sédiments de même âge. Puisque leur mise en place est antérieure à d'autres dépôts du Miocène inférieur, les charriages du Tell méridional se sont donc opérés pendant le Miocène inférieur.

Le Miocène autochtone sud-tellien a été nommé Miocène I, le Miocène post-nappes du sillon Chélib — Soummam, Miocène II (Caire A. et Mattauer M., 1953b). Cette terminologie permet de ne pas préjuger de l'âge exact des deux formations, et tout particulièrement de celle des dépôts post-nappes. La fin du Miocène I ne correspond pas, sur un méridien déterminé, au début du Miocène II.

Les expressions de « Miocène anté-nappes » et de « Miocène post-nappes »² doivent être employées dans un sens bien défini. Il ne suffit pas, en effet, qu'une tranche de Miocène repose localement sur une lame de glissement, pour que l'épithète « post-nappes » lui soit attribuée. Cette même tranche peut supporter, dans des secteurs différents, d'autres unités allochtones. Le cas est réalisé dans la dépression subbibanique, où le Sénonien néritique a glissé, par lambeaux, dans la mer miocène. Dans la dépression du Hodna, le Miocène reposant sur l'unité d'El Mouilha (S. N. Repal, 1952d, pp. 18-20 et 25-27) est peut être contemporain de la mise en place de certaines lames allochtones dans des régions voisines.

Il existe donc, dans le domaine des charriages, un Miocène synchro-nappes, qui passe latéralement, dans l'avant-pays, à une série sédimentaire continue. Cette dernière ne peut être attribuée, ni aux formations anté-nappes, ni aux formations post-nappes.

Dans un tronçon déterminé des chaînes telliennes, on pourrait donc reconnaître :

- une série *anté-nappes*, dépourvue de tout lambeau exotique, et supportant les lames de charriage ;
- une série *synchro-nappes*, contenant des klippes sédimentaires et des lambeaux plus ou moins vastes de matériel allochtone ;
- une série *post-nappes*, qui s'est déposée lors des mouvements postérieurs à la mise en place de l'allochtone.

1. Le Miocène inférieur est pris, dans ce chapitre, au sens des Micropaléontologistes. Il ne contient pas nécessairement le seul étage burdigalien.

2. Dans la littérature consacrée au Tell méridional, les orthographes « post-nappe » et « post-nappes » ont été utilisées indifféremment, les unités allochtones ayant été groupées en une seule nappe ou considérées comme des nappes distinctes.

Si l'en passe dans les régions voisines, la limite entre Miocène anté-nappes et Miocène synchro-nappes peut se situer à un niveau stratigraphique différent. Il en est de même pour la limite inférieure du Miocène post-nappes.

Mais, chaque fois que les terrains sont datés, on note, dans le Tell algérien méridional, que toutes ces limites se situent dans le Miocène inférieur. Comme il n'est pas possible de reconnaître des subdivisions stratigraphiques au sein du Miocène inférieur, les variations qui peuvent exister dans la position des limites ne peuvent être décélées.

Pour éviter cet inconvénient, il suffirait d'utiliser les expressions de Miocène I et Miocène II, en faisant entrer dans le Miocène I tout le Miocène inférieur participant aux nappes. Dans ces conditions :

Le Miocène I apparaît sous, dans ou sur les nappes. Il est autochtone ou bien il a participé au glissement des nappes. Il s'est déposé avant ou pendant le cheminement des nappes. On peut donc ranger dans le Miocène I le Miocène autochtone sud-tellien, le Miocène des lames A₁-A₂ et le Miocène de la lame C₄.

Le Miocène II s'est déposé après la mise en place des nappes. Lui seul devrait être qualifié de post-nappes (en écrivant nappes, au pluriel). Il comprend les dépôts du sillon Chélib — Soummam, de la Mitidja et le Dellysien. Ces dépôts sont, dans la Mitidja et au N de la Grande Kabylie, contemporains de venues éruptives.

Alors que le Miocène I est d'âge miocène inférieur, le Miocène II, qui comprend le Cartennien type, peut comprendre du Miocène inférieur et du Miocène supérieur. Ce Miocène II a pu commencer à se déposer à des instants différents suivant les régions.

Bien entendu, la subdivision entre Miocène I et II est fondée sur l'analyse structurale, et perd toute signification en dehors du domaine géographique des nappes, comme par exemple dans le Hodna méridional.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ⁽¹⁾

M. Lugeon (1950) déclare que le géologue est « anatomiste quand il envisage les formes des objets vis-à-vis des accompagnants. Il est physiologue quand il cherche à expliquer comment ces objets se sont déplacés dans le temps et l'espace ».

Ce sont les documents anatomiques réunis dans l'étude stratigraphique et structurale — et déjà utilisés dans le cadre d'interprétations partielles — qui vont permettre d'aborder la physiologie de l'organisme tellien.

Paléogéographie, sédimentation et diastrophisme sont liés dans l'évolution d'une chaîne de montagnes et, dans un pays de nappes, on ne peut décrire cette évolution avant d'avoir ramené les sédiments dans la position qu'ils occupaient lors du dépôt.

Après un résumé des notions acquises sur les patries des divers terrains allochtones, j'envisagerai par conséquent les relations entre zones paléogéographiques et zones structurales. Je serai ainsi conduit à distinguer un certain nombre de domaines de sédimentation et à retracer leur évolution. Le mécanisme des charriages fera l'objet de quelques développements particuliers, puis viendra une récapitulation générale, où j'essaierai d'écrire l'histoire géologique de la région étudiée, dans le cadre des chaînes nord-africaines.

I. — RAPPEL DE NOTIONS ACQUISES

A. Régions autochtones, subautochtones et parautochtones

Du S au N, entre la dépression du Hodna et le massif ancien de Grande Kabylie, on rencontre successivement, en faisant abstraction des nappes du Tell méridional :

1. *l'autochtone présaharien* (p. 537) ;
2. *le subautochtone du Djebel Choukhot et du massif de Kasbah.*
Le Miocène inférieur de ces deux chaînons, de même que le Crétacé du Choukhot, peuvent être considérés comme parautochtones (v. pp. 546 et 565) ;
3. *le subautochtone des Azerou*, écaillés ou horsts formés de Crétacé qui s'apparente à l'autochtone présaharien (p. 627) ;

(1) Les divers chapitres de ces "Conclusions" sont conçus comme des exposés largement indépendants l'un de l'autre. Il y apparaît ainsi des redites dont je m'excuse auprès du lecteur.

4. *le parautochtone et le faux-autochtone de la zone bibanique*, aux faciès franchement telliens (p. 636) ;
5. *le domaine des Babors*, dont le prolongement occidental disparaît en profondeur sous la nappe du Flysch et sous le Miocène post-nappes, au S du Djurdjura. Je considérerai provisoirement les Babors comme un ensemble parautochtone, plissé et écaillé dans sa masse, et chevauchant par son bord méridional. Mais ce chevauchement mérite très probablement le nom de charriage ;
6. *la nappe du Flysch*, dont le front méridional est souvent masqué par le Miocène post-nappes. Elle recouvre le domaine des Babors et la partie septentrionale de la zone bibanique. Cette nappe, ainsi que la suivante, pose divers problèmes qui seront abordés plus loin ;
7. *la nappe kabyle*, dont le front méridional est constitué par la chaîne calcaire du Djurdjura. Cette chaîne est violemment écaillée vers le S, mais solidaire du bâti cristallin de Grande Kabylie.

B. Patries des terrains allochtones de la région des Biban

Avant d'entreprendre une reconstitution paléogéographique et paléotectonique, il est nécessaire, dans cette région de nappes qu'est le Tell algérien, de ramener les sédiments allochtones dans la position qu'ils occupaient au moment de leur dépôt. Les nappes s'étant déplacées du N au S, il convient en l'espèce de reporter chaque lame de recouvrement, au N de sa position actuelle, jusque dans une zone paléogéographique susceptible d'être considérée comme sa « patrie », pour reprendre l'expression de P. Fallot.

On devra donc rechercher, pour les terrains d'une époque déterminée, les faciès qui se retrouvent, identiques ou analogues, à la fois dans les nappes et dans les régions autochtones ou parautochtones. On tiendra compte en outre, dans cette reconstitution, de l'extension horizontale de certains horizons repères, au sein des nappes. Si l'érosion n'avait pas agi, et si tous les terrains allochtones étaient visibles en affleurements, cette extension permettrait de donner la flèche minima du déplacement. Dans l'état actuel, cette méthode est surtout utile pour démontrer le déplacement notable des lames inférieures. Mais il est bien évident que le développement NS d'un horizon repère au sein d'une lame n'est pas égal au déplacement de celle-ci. Il y a autant de cas d'espèce à considérer que de lames allochtones.

Dans les lignes qui suivent, j'envisagerai les problèmes touchant l'origine du Trias, du Sénonien et du Tertiaire, qui entrent dans la constitution des nappes subbibaniques, au N du Hodna.

1° Trias :

Le Trias du massif de Kasbah est associé au Sénonien néritique, lequel provient de la zone subbibanique. Ce Trias a pu monter le long de fractures analogues à celles qui limitent les Azerou, bien que, dans ce dernier chaînon, le Trias soit absent.

Le Trias contenu dans la lame A_4 peut provenir de la zone subbibanique ou de la zone bibanique. Dans le premier cas, il se serait mis en place après le début du glissement de A_4 . Dans la seconde hypothèse, il peut faire l'objet des mêmes remarques que le Trias de la nappe B, c'est-à-dire qu'il viendrait de la partie septentrionale de la zone bibanique.

Le Trias supportant la lame B_1 repose sur le bord méridional de la zone bibanique. Il est difficile d'imaginer qu'il ait monté des profondeurs de la zone subbibanique et qu'il se soit infiltré sous B_1 après la mise en place de cette lame. On ne voit d'ailleurs pas les cheminées diapiriques qui lui auraient livré passage. J'admets que la semelle triasique de B_1 a accompagné cette lame au cours de son déplacement. Or, le Trias n'est que localement représenté dans la partie méridionale de la zone bibanique, alors que la semelle de B_1 est très continue. Par conséquent, ce Trias provient de la partie septentrionale de la zone bibanique, ou de plus au N.

Le Trias supportant les lames B_2 et C_1 provient de régions encore plus septentrionales. Compte tenu de mes conceptions relatives à la patrie de ces lames, j'admets que ce Trias vient du domaine des Babors, et peut-être en partie d'une région située près de la limite entre Babors et zone du Flysch (Id de L. Glangeaud).

2° Sénonien :

Je commencerai par considérer les faciès du Sénonien caractérisant les lames supérieures.

La lame C_2 peut contenir du Sénonien. En tout cas, elle contient du Néocrétacé identique à celui de la nappe du Flysch et ne représente, en fait, qu'un lambeau méridional de cette nappe. Elle provient donc de la zone Id de L. Glangeaud.

Les lames C_1 et B_2 contiennent des conglomérats sénoniens qui n'ont d'analogues que dans le domaine des Babors. La lame C_1 est localement formée de Flysch à microbrèches qui peut venir de la zone du Flysch ou, sinon, des Babors.

Passons maintenant à la partie inférieure de l'édifice allochtone de la région des Biban. On sait que l'unité A se divise en deux sous-unités : A_{1-2} à la base, A_{3-4} au sommet.

A_{1-2} est formée de Sénonien néritique et de Miocène, sans interposition d'Éocène, alors que A_{3-4} est constituée de Sénonien vaseux, dit « bathyal », et d'Éocène. Les deux sous-unités n'ont donc pu naître, par diverticulation (au sens de M. Lugeon, 1943) d'une série primitivement continue. Le Sénonien néritique est plus méridional que le Sénonien vaseux de A_{3-4} .

On voit d'ailleurs, aux abords de la piste de Sidi Makhlouf, le faciès néritique s'intercaler dans le faciès vaseux, et l'on sait que, plus au S, dans l'autochtone présaharien, ce faciès néritique envahit tout le Sénonien. D'autre part, le Sénonien lié au Cénomano-(Turonien ?) des Portes de Fer, est de type vaseux.

Il en résulte que le Sénonien néritique de A_{1-2} provient de la zone subbibanique. Il doit appartenir à la même zone de faciès que le Crétacé des Azerou.

Quant à la patrie de A_{3-4} , elle doit correspondre très sensiblement à la partie méridionale de la zone bibanique.

Le Sénonien vaseux de la lame B_1 ne peut venir, pour sa part, que de la partie septentrionale de la zone bibanique. On pourrait évidemment considérer qu'il provient, au moins en partie, de la zone des Babors, mais non pas de la partie des Babors qui recèle un Sénonien à passées conglomératiques. De toutes façons, c'est une approximation bien suffisante, pour les reconstitutions ultérieures, que de considérer la zone bibanique comme la patrie du Sénonien vaseux des lames A_4 et B_1 .

Compte tenu des remarques se rapportant au Trias, on peut dire que les lames A_{3-4} viennent de la partie méridionale de la zone bibanique, la lame B_1 de la partie septentrionale de la zone bibanique. Il n'y a d'ailleurs pas toujours de séparation nette, dans la zone subbibanique, entre A_4 et B_1 , ce qui indique bien la proximité de leurs patries. Je rappellerai ici que je nomme zone bibanique une zone paléogéographique caractérisée par les faciès de la série des Portes de Fer. Seule la partie méridionale de cette zone affleure aujourd'hui, et correspond à la chaîne des Biban *s. lato*. Sa partie septentrionale est masquée par le front de la zone des Babors, par la nappe du Flysch *s. str.* ou par les dépôts post-nappes.

3° Éocène :

On peut dire, d'une façon générale, que l'Éocène provient de la même zone paléogéographique que le Sénonien auquel il est lié. Ainsi, l'*Eocène du massif de Kasbah* (faciès de Nador), associé au Sénonien néritique, provient de la zone subbibanique. L'*Eocène connu sous les faciès apparentés de Mansourah, d'El Achir et des Esquilles*, fut associé au Sénonien de A_4 . Sa patrie correspond à la partie méridionale de la zone bibanique. L'*Eocène de B_1* (faciès du plateau sétifien) possède la même origine bibanique, mais provient de secteurs plus septentrionaux.

Comme je l'ai déjà noté (Caire A. 1952 d), on n'observe pas de termes de passage entre les trois faciès principaux de l'Éocène subbibanique. On peut penser que les zones d'interdigitation étaient peu développées et qu'elles correspondent à des bandes d'arrachement, séparant les lames tectoniques. Sinon, il faut admettre que les zones de variation de faciès sont restées « en arrière » ou « en profondeur », explications verbales peu satisfaisantes.

4° Oligocène :

L'*Oligocène de la lame C_3* revêt deux faciès, qui, selon toute apparence, passent latéralement l'un à l'autre, au moins sur une partie de leur hauteur.

Le faciès molassique repose sur le Sénonien conglomératique et a pu se déposer dans les Babors ou plus au N.

Le faciès numidien s. str. repose sur le Sénonien conglomératique et sur le Flysch crétacé. Il a pu se déposer dans les Babors ou dans la zone du Flysch Id. Mais il n'est pas prouvé que cet Oligocène, sous l'un et l'autre faciès, ait été transgressif sur les terrains qu'il recouvre. Il est donc fort possible que tout l'Oligocène de la région des Biban se soit déposé dans la zone du Flysch, et qu'il ait entraîné à sa base, d'abord le Flysch crétacé de la zone Id, puis, en passant dans les Babors, le Sénonien conglomératique. Mais il est exclu que cet Oligocène provienne de la chaîne calcaire, où règne le faciès kabyle.

5° Miocène :

Le Miocène I des lames A₁-A₂ provient de la zone subbibanique.

Le Miocène I de la nappe C s'est déposé en « transgression » sur les lames C₃, C₂ et parfois sur des unités plus profondes. Il contient de gros galets provenant des zones Ib et Ic de L. Glangeaud. Il s'est déposé dans la zone du Flysch. Mais je pense que ce dépôt s'est effectué sur des terrains déjà « charriés » et plus ou moins érodés. Il est même possible que les terrains supportant ce Miocène aient glissé à l'état de grandes klippes sédimentaires dans un sillon marin, installé sur le Flysch, lequel reposait déjà sur une partie du domaine des Babors.

II. — RELATIONS ENTRE DOMAINES DE SÉDIMENTATION, ZONES DE FACIÈS ET ZONES STRUCTURALES. DIRECTIONS LONGITUDINALES ET TRANSVERSALES.

a. Zones longitudinales

Nous sommes maintenant en possession de données suffisantes sur les relations entre l'autochtone, le parautochtone et l'allochtone, pour reconnaître la succession des diverses zones de faciès antérieures à la mise en place des nappes. Ces zones de faciès, susceptibles de se relayer en coulisses d'E en W, s'intègrent dans des unités plus vastes, que je nommerai domaines de sédimentation. Les domaines peuvent offrir des variations latérales, mais seulement dans les détails de leur contenu sédimentaire et de leur évolution diastrophique. Ils sont en étroite relation avec les zones structurales du Teli.

On peut appliquer à ces domaines de sédimentation les conclusions obtenues par L. Glangeaud (1932 b) dans la Province d'Alger :

« Pendant une partie du Secondaire, plusieurs unités paléogéographiques ont conservé sensiblement les mêmes limites et les mêmes caractères. Ces unités paléogéographiques se suivent avec une grande continuité de l'Est à l'Ouest, parallèlement à la côte actuelle. Elles ont joué un rôle directeur très important au moment des plissements tertiaires ... Les unités structurales d'âge tertiaire dérivent des unités paléogéographiques d'âge secondaire ».

Les directions sensiblement E-W, caractérisant les unités paléogéographiques et structurales telliennes, peuvent être qualifiées de longitudinales, par opposition aux directions transversales, évoquées ci-dessous. On doit noter au passage que l'architecture du Tell présente une grande analogie avec celle des Alpes, où l'on a reconnu une succession de « fosses » et de « cordillères » s'allongeant dans une direction à peu près parallèle à la chaîne, et correspondant à des zones structurales qui se relaient sous forme de festons successifs.

Les directions longitudinales apparaissent, dans le Tell algérien, dès le Trias, et sont encore sensibles dans les phases orogéniques récentes. Quant aux zones de faciès, elles se diversifient principalement au cours des périodes de régression et de faible approfondissement des mers. Au contraire, on observe une relative uniformisation des faciès en période de transgression, lorsque la profondeur des eaux dépasse une certaine valeur. Bien entendu, les faciès sont régis par d'autres facteurs, qui peuvent dominer localement : nature, climat, altitude, régime de déformation et éloignement des terres émergées ; largeur, forme et rythme de déformation des bassins.

b. Accidents transversaux

A diverses époques, et en divers domaines, apparaissent des accidents transversaux, se traduisant par le relai de zones de faciès ou par des dislocations.

Lorsque ces anomalies ont affecté des séries sédimentaires avant leur charriage, il est difficile de reconstituer la nature et la direction exacte des accidents. Mais on connaît heureusement, des déformations affectant l'autochtone, d'âge assez récent, dont la direction est facilement reconnaissable, même lorsqu'elles interfèrent avec des accidents longitudinaux. Or, ces directions sont nettement « présahariennes », variant de SSW-NNE à WSW-ENE.

D'autre part, on note que l'influence de ces directions transversales diminue lorsqu'on s'éloigne de la marge présaharienne et que l'on se rapproche du bourrelet liminaire des Kabylies.

Il n'est pas inutile d'en rappeler ici quelques exemples :

Dans la zone subbibanique, on observe un relai, en coulisses, de trois zones d'affleurements éocènes : Éocène du massif de Kasbah, au SW de la feuille Mansourah ; Éocène de la lame A₃, se développant sur les feuilles Msila, Oued Okris, Mansourah et Bordj-bou-Arréridj ; Éocène du plateau

sétifien, à l'E de la feuille Mansourah. On peut penser que cette répartition est originelle, et due à un relai des bassins de sédimentation, situés respectivement dans la zone subbibanique, dans les parties méridionale et septentrionale de la zone bibanique. Mais l'absence locale des faciès de Kasbah et du plateau sétifien peut être due à une érosion différentielle, postérieure au dépôt de l'Éocène. Toutefois, qu'il s'agisse de lacunes de sédimentation ou de lacunes d'érosion, on peut toujours invoquer l'influence de structures transversales.

Il serait encore possible d'imaginer que les trois faciès de l'Éocène étaient représentés dans toute la longueur de la zone subbibanique, et que les caprices des plissements ou de l'érosion, ont permis l'enfouissement en profondeur, ou la disparition des couches éocènes dans certains secteurs. Mais ce que l'on sait de la structure actuelle ne permet pas d'admettre cette hypothèse dans son intégralité.

Il semble donc raisonnable d'admettre qu'à l'Éocène, l'influence de structures transversales s'est fait sentir jusque dans la partie septentrionale de la zone bibanique, c'est-à-dire dans le sillon tellien.

Le jeu de ces transversales est antérieur au plissement de l'Atlas saharien, et leur direction ne peut être reconnue avec certitude.

Elles pouvaient s'orienter NS, comme l'avait envisagé J. Flandrin dans la région de Mansourah (v. p. 406). Dans ce cas, les plis de l'Atlas saharien ne correspondraient peut-être pas au rejou de structures anciennes, et seraient uniquement dus aux efforts orogéniques « alpins ».

Si, au contraire, les transversales éocènes s'orientent parallèlement aux plis de l'Atlas saharien, on peut admettre que ces derniers ont été induits par des structures anté-alpines, par exemple hercyniennes. Je citerai à ce sujet les lignes suivantes, empruntées à L. Joleaud (1922b, p. 874) :

« G. B. M. Flamand et E. F. Gautier ont montré que, dans le Nord-Ouest du Sahara algérien, les accidents sont NNW-SSE, et que, dans le Nord-Est, ils sont NNE-SSW ; le rebroussement dessiné par ces deux directions orogéniques qui correspond à la ligne Adrar-Timimoun, prolonge vers le Sud celui observé entre les dislocations armoricaines et varisques dans le Massif central français et le noyau ancien des Pyrénées orientales. »

Dans notre dernière hypothèse, on comprendrait que les anomalies profondes, créées par le plissement hercynien, se soient manifestées au cours du Tertiaire dans la partie méridionale du Tell, alors qu'elles n'ont pu rejouer dans les régions septentrionales, régies par l'évolution monoliminale du continent africain. Il faut d'ailleurs remarquer que l'orogénèse hercynienne ne s'est fait sentir, dans la zone I de L. Glangeaud, que par des déformations peu marquées.

Durant la période tectogénique qui s'étend de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur, des structures obliques se manifestent dans la zone subbibanique.

C'est le cas des failles transversales du Djebel Mansourah et du Djebel Choukhot, de direction subméridienne ; de la chaîne des Azerou et de l'anticlinal de Mzita, approximativement SSW-NNE ; et du bombement post-nappes s'allongeant, dans une direction WSW-ENE, entre le massif de Kasbah et la Forêt de Mansourah.

Au cours du Plio-Quaternaire, les structures transversales sont peu nettes dans la région des Biban, mais elles se manifestent ailleurs, et surtout

dans le domaine de l'Atlas saharien. On en connaît des exemples spectaculaires en Tunisie, au cours de la phase quaternaire de G. Castany.

En Algérie, les transversales ont fait l'objet de travaux de L. Glangeaud (1932 a, 1951) et M. Mattauer (1951 a, b). Les termes de transversales ou de structures obliques ont d'ailleurs été pris dans des sens différents par divers auteurs (E. F. Gautier 1922, G. Lucas 1952). J'ajouterai que le rôle des structures transversales dans la distribution des faciès a été mis en évidence dans l'Ouest canadien par E. Paréjas (1952).

En ce qui concerne la région étudiée, on peut tirer des considérations précédentes, une importante leçon : les variations longitudinales observées dans le contenu sédimentaire d'une lame de charriage, peuvent être dues à plusieurs facteurs, agissant seuls ou concurremment. En effet :

— les lames sont définies structuralement, d'après la reconnaissance des contacts anormaux majeurs, et non point d'après leur contenu stratigraphique. Suivant la nature des terrains, un contact anormal peut glisser d'une zone de faciès à l'autre.

— le contenu stratigraphique d'un certain domaine peut varier d'E en W. Cette variation peut être due à des différences dans la nature ou le volume des sédiments, dans la profondeur ou les mouvements du fond, dans l'évolution glyptogénique anténappes.

c. Documents paléogéographiques et palinspastiques

De nombreuses cartes paléogéographiques, se rapportant à la région des Biban et aux contrées voisines, ont été publiées avant mes recherches. Je citerai :

- les cartes de J. Savornin, se rapportant au Suessonien, à l'Aquitainien et au Cartennien (*in* E. F. Gautier 1910),
- les cartes de J. Blayac (1912) donnant la répartition des faciès éocrétacés, albiens, cénomaniens, turoniens et sénoniens,
- les esquisses de L. Joleaud (1912) pour le Barrémo-Aptien, l'Albien et les terrains tertiaires,
- les cartes de J. Savornin (1920 a) concernant le Trias, le Suessonien, le Medjanien, l'Aquitainien, le Cartennien et le Pliocène supérieur,
- les cartes de J. Flandrin, (1948) pour les diverses formations nummulitiques.

Toutes ces cartes sont établies en admettant que les terrains du Tell sont autochtones, ou en fonction d'interprétations qui n'ont plus cours actuellement.

Ces cartes paléogéographiques devraient pouvoir être remplacées

par des cartes palinspastiques. Mais l'heure n'en est pas encore venue, car on est loin de connaître la répartition de l'autochtone et de l'allochtone, la patrie des nappes et la structure exacte de tout le Tell algéro-constantinois. Je ne ferai donc aucun essai de ce genre, me contentant de dessiner un certain nombre de coupes paléogéographiques et paléotectoniques, entre le Hodna et la Grande Kabylie (pl. hors-texte VI). Ces coupes correspondent à des époques cruciales de l'évolution, et sont établies en fonction d'une interprétation « ultra-nappiste ».

III. — LES DOMAINES DE SÉDIMENTATION ET LEUR ÉVOLUTION (pl. VI)

1^o Domaine présaharien :

Ce domaine méridional comprend, dans la région étudiée, l'autochtone présaharien, le subautochtone (Djebel Choukchot, Azerou) et les terrains constituant les lames A₁ et A₂. Avant la mise en place des nappes, il correspondait par conséquent à la zone présaharienne et à la zone subbibanique.

Pendant le Secondaire, ce domaine se rattache, sans aucune discontinuité, à l'Atlas saharien, c'est-à-dire à la plate-forme continentale africaine. Cette dernière est le siège d'une sédimentation épicontinentale, où se succèdent des dépôts néritiques, subrécifaux, lagunaires ou continentaux. La subsidence y est plus ou moins active suivant les régions, et maxima dans l'Aurès. Les sillons de cette plate-forme offrent alors les caractères des paragéosynclinaux de H. Stille. Dans ce domaine, les transgressions et régressions marines se reflètent dans la position des lignes isopiques. Au S du Hodna, la limite entre faciès marins et continentaux subit ainsi, d'une période à l'autre, de larges migrations. On peut noter principalement une régression entre le Valanginien et le Barrémo-Bédoulien, une transgression au Gargasien, une régression à l'Albien et une large transgression à l'Albien supérieur — Vraconien.

Entre l'Atlas saharien et la zone bibanique, on se trouve sur le talus péricontinental séparant le plateau continental et la fosse tellienne. Ce talus présente des ondulations. A certaines époques, il est accidenté de rides ou d'amygdales. C'est une zone instable, siège de mouvements locaux (ex : phase emschérienne du Bou Taleb).

Dans la région étudiée, l'Éocrétacé est représenté par une série pararythmique (Dreât). Les apports sableux, d'origine saharienne, n'atteignent pas la région des Azerou à la fin de cette période. Mais l'emplacement de la chaîne des Azerou correspondait peut-être alors à une amygdale ascendante, que les apports sableux ont pu contourner pour alimenter la zone bibanique.

La transgression de l'Albién supérieur — Vraconien est suivie d'une uniformisation des faciès, encore sensible dans le Céno-manien. Le Turonien est caractérisé par des dépôts subrécifaux, témoignant d'un soulèvement. Le Sénonien présente le faciès « néritique ».

A l'Eonummulitique, les mouvements prémonitoires de la tectogénèse alpine se traduisent par la séparation de plusieurs bassins, ou, du moins, de plusieurs zones de faciès. Nous avons reconnu particulièrement la zone de l'Oued Ksob et la zone de Nador-Kasbah.

La phase tectogénique anté-miocène se manifeste par le plissement de l'Atlas saharien et de son prolongement septentrional

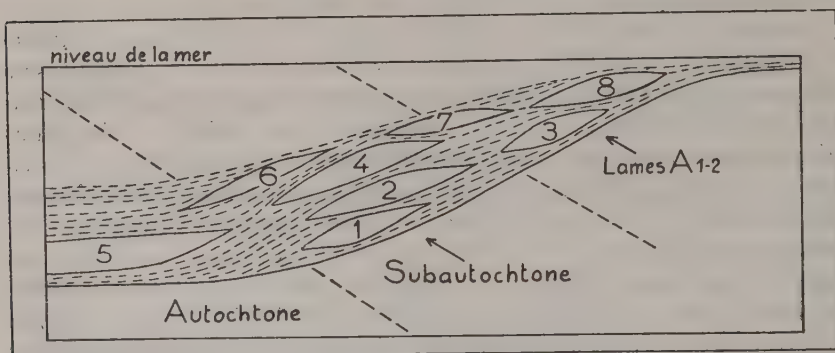


FIG. 147. — Situation des klippes sédimentaires dans le Miocène présaharien.

Ce schéma indique les positions relatives des klippes sédimentaires, après leur glissement. Les couches miocènes sont représentées par des tirets. Les traits obliques représentent schématiquement les surfaces de séparation entre Autochtone, Subautochtone et lames $A_1 - A_2$, dont l'individualisation est postérieure au glissement des klippes sédimentaires.

- 1 : Trias,
- 2, 3 : Sénonien néritique,
- 4 : Éocène (faciès de Nador - Dj. Kasbah),
- 5 : Lutétien supérieur et Oligocène (?) de l'unité d'El Mouilha, dont la situation, par rapport aux autres klippes sédimentaires, est incertaine.
- 6, 7, 8 : Lutétien supérieur à *O. multicostrata*, avec ou sans calcaires éocènes.

présaharien. Le Tell méridional émerge, sans que l'on puisse connaître l'intensité des dislocations dont il est alors le siège.

Cette tectogénèse est suivie d'une *période d'érosion* qui se traduit par un aplanissement très poussé. Lors de la *transgression du Miocène inférieur*, un sillon d'allure subsidente s'installe dans la zone présaharienne. Ce sillon est bordé au N par un seuil que la mer déborde pour s'étendre, peu profonde, sur la partie septentrionale de la zone subbibanique.

La *phase tectogénique du Miocène inférieur* voit se dérouler une série d'événements importants. On assiste à une migration vers le N du seuil subbibanique, qui semble correspondre à l'axe d'une flexure continentale. Les lames de l'unité A glissent d'abord par lambeaux, qui forment des *klippes sédimentaires*, dans la mer miocène.

Localement, ces lambeaux s'engouffrent en masse dans des fosses qui accidentent le sillon miocène (Exemple : région de Kasbah). Puis le subautochtone et les lames A₁-A₂ s'individualisent. Le subautochtone, dont le type est pris dans le bombement du Dj. Choukchot, avait commencé à se soulever à la fin de la mise en place des *klippes sédimentaires*. Il subit des dislocations superficielles (barre des crêtes du Dj. Choukchot) lors du glissement de l'unité A.

Les *mouvements post-nappes* se manifestent par une surrection des Monts du Hodna. La chaîne du Dj. Mansourah se soulève alors que le bombement du Dj. Choukchot se renverse au S en crevant les nappes, et chevauche l'autochtone.

La chaîne des Azerou surgit et les mouvements de direction « saharienne » provoquent la déformation de la lame A₄, au S de la chaîne des Biban.

Une phase de surrection récente (plio-quatérnaire) donne enfin à la région sa morphologie actuelle.

2^o Domaine du sillon tellien :

Situé entre la zone subbibanique et la zone du Flysch (Id de L. Glangeaud), ce nouveau domaine correspond à un sillon ou, plutôt, à une fosse complexe. A certaines époques, par exemple au début du Sénonien, il se divise en deux zones : la zone bibanique au S, la zone des Babors au N. Pendant certaines périodes, telles que l'Éocène, la zone bibanique voit se déposer deux séries distinctes, et se décompose par conséquent en deux zones secondaires de faciès.

A l'W de la région étudiée; le sillon tellien se prolonge par la zone II de L. Glangeaud, qui appartient à la bordure liminaire du continent africain, et correspond à un orthogéosynclinal ou même, dans la terminologie de H. Stille, à un miogéosynclinal, car il est dépourvu de manifestations volcaniques pendant le Secondaire. Dans la province d'Alger, L. Glangeaud a défini une zone des Écailles intermédiaires, qui se situe entre la zone II et la zone du Flysch Id. Cette zone se prolonge par la zone des Babors et la zone sous-kabyle de M. Durand-Delga. Ainsi que l'a reconnu M. Mattauer, la partie centrale du sillon tellien est, dans l'Algérois, le siège d'une sédimentation pratiquement continue, du Secondaire au Miocène inférieur anté-nappes.

Au cours du Secondaire, la flexure principale séparant le domaine pré-saharien épicontinental et le sillon tellien passe très exactement entre les chaînes des Azerou et des Biban. Elle présente les caractères de ce que J. Bourcart a nommé une flexure continentale. C'est la flexure sud-tellienne de L. Glangeaud (1952, p. 622). Je noterai ici que certains travaux placent la limite septentrionale du talus péricontinental africain à la limite géographique de l'Atlas tellien et des Hauts plateaux. C'est ne pas tenir compte de l'existence des nappes.

Au Secondaire, la distance séparant la chaîne des Azerou et la chaîne des Biban *s. str.* devrait être plus grande qu'aujourd'hui, car la seconde s'est déplacée vers le S. On peut donc conserver mon schéma (Caire A. 1952 b, fig. 8, p. 38) en le considérant comme qualitatif.

a. Zone bibanique :

A cette zone de faciès appartiennent :

- L'Éocrétacé et l'Albo — Cénomano — (Turonien ?) de la chaîne des Biban *s. l.*,
- Le Sénonien du revers méridional de la chaîne des Biban, des lames A₃-A₄ et B₁.
- L'Éonummulitique des lames A₃ et B₁.

Dans l'Algérois, c'est dans le prolongement de cette zone que se déposent l'Oligocène à faciès Boghari et des couches d'âge miocène inférieur.

Dans la région étudiée, l'*Eocrétacé* de la zone bibanique est représenté par un Flysch formé de grès et de schistes passant au sommet à des marnes schisteuses. Au *Néocrétacé*, on note un hétéropisme très net entre cette série et celle de la zone subbibanique. L'Albien supérieur — Vraconien et le Cénomaniens sont formés de marnes et d'épaisses barres calcaires, riches en pyrite et en matières organiques. Un conglomérat apparaît localement au sommet du Cénomaniens. Le Turonien inférieur est absent, ou correspond à des couches à silex noirs lités. A cette époque, la zone bibanique pouvait être soumise aux courants de marées balayant la flexure péricontinentale, alors que se déposaient les

calcaires récifaux du domaine présaharien. Le Sénonien, de type « vaseux », comprend des alternances de marnes et de calcaires pauvres en macrofaune, et quelques horizons de calcaires à Inocérames. Certains niveaux, observés dans la nappe B, sont riches en boules calcaires jaunes. Il s'agit d'un faciès qui peut correspondre à la partie septentrionale de la zone bibanique, proche des Babors. Aucune phase tectonique n'a laissé de traces dans le Sénonien d'origine bibanique, ce qui constitue une différence appréciable avec le Sénonien des Babors. Toutefois, la présence d'un niveau conglomératique, dans le Sénonien de l'anticlinal de Mzita, conduit à envisager des déformations, très localisées dans le temps et l'espace.

L'Eonummulitique, en continuité de sédimentation avec le Sénonien, se dépose en deux bandes de faciès :

- bande méridionale, correspondant à l'Éocène de A₂.
- bande septentrionale, correspondant à l'Éocène de B₁.

Dans l'une et l'autre, les dépôts sont à peu près semblables du Dano-Montien (à dominante marneuse) au Lutétien inférieur (calcaires thanétiens et lutétiens, calcaires à silex yprésiens). Au Lutétien supérieur, la bande méridionale est le siège de dépôts néritiques à *Ostrea multicosata*, la bande septentrionale de dépôts marneux azoïques. Ces derniers contiennent peut-être du Priabonien, comme certains faciès telliens récemment découverts en d'autres points de l'Algérie. Au cours de l'*Eocène terminal* et de l'*Oligocène*, la sédimentation est probablement nulle. Aucun dépôt ne peut en tous cas être rapporté à ces deux périodes, dans la couverture aujourd'hui décollée de la zone bibanique. Mais ce qui peut être vrai dans la région étudiée ne l'est plus dans l'Algérois et l'Oranais, où la sédimentation se poursuit en un sillon médio-tellien.

Avant le Miocène inférieur, la zone subbibanique a peut-être subi des déformations, mais il est impossible d'en connaître la nature et d'en mesurer l'ampleur. On peut seulement envisager un plissement modéré, qui aurait fait disparaître localement l'Éocène dans la partie septentrionale de la zone.

Pendant le Miocène inférieur, les lames A₂-A₄ et B₁ se décollent et glissent vers le S, transportant ou précédant la lame B₂ et l'unité C, de provenance plus septentrionale. C'est au cours de la même période que naissent les dislocations internes de l'« anticlinorium » des Biban, avec montées locales de Trias, chevauchements internes et formation du faux-autochtone ; et que la zone bibanique est chevauchée par la zone des Babors.

FIG. 148. — Structure de la zone subbibanique.

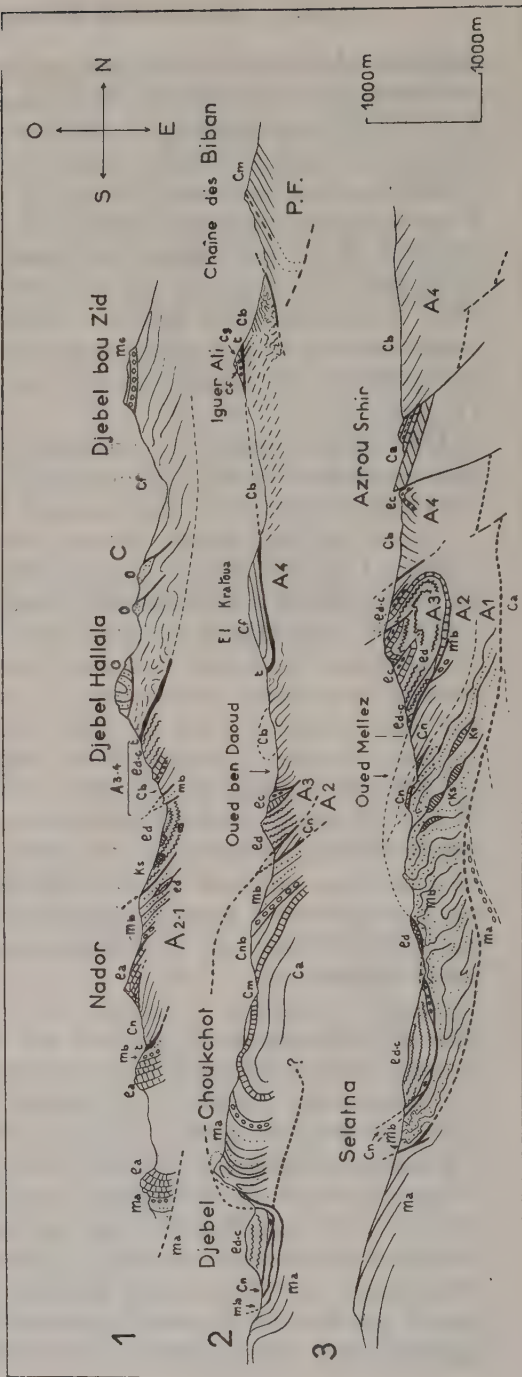
Les coupes synthétiques 1 à 7 représentent l'état actuel, observé en surface et interprété en profondeur. La structure interne de chaque unité est schématisée. Certaines coupes sont légèrement obliques à la direction NS.

A₁, A₂, A₃, A₄, B₁, B₂, C : lames et unités définies dans le texte ; PF : unité des Portes de Fer ; Ks : klippes sédimentaires ; ma : Miocène faciès du Dj. Mansourah ; mb : Miocène de la dépression subbibanique ; mc : Miocène du Dj. bou Zid ; O : Oligocène ; ef : Éonummultique de l'unité B (faciès du plateau sétifien) ; ed : Lutétien supérieur à *O. multicosata* de la lame A₃ ; ec : calcaires éocènes de la lame A₃ (faciès de Mansourah, d'El Achir et des Esquilles) ; ea : Éonummultique minéraliques ; Cb : Sénonien vaseux ; Cg : Sénonien conglomératique ; Cp : Sénonien à plaquettes calcaires et niveaux conglomératiques ; A₁-A₂ ; Cnb : Sénonien néritique du Dj. Choukchot ; Cm : Cénomano-Turonien de la zone bibanique ; Ca : Albien supérieur-Vraconien des Azerou et du Dj. Choukchot ; Ci : Crétacé inférieur du Dreat (coupe 4) ; t : complexe triasique.

Les traits forts représentent les failles et contacts anormaux.

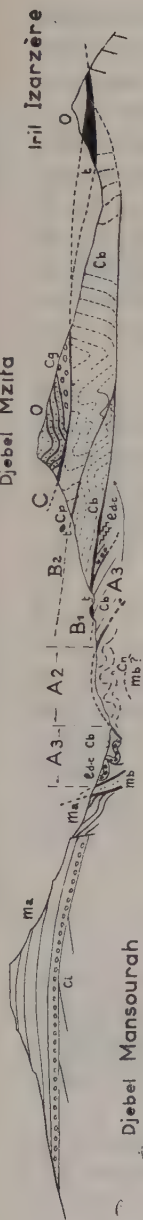
Le schéma placé à la suite des coupes indique la répartition des terrains avant les recouvrements. Les flèches indiquent l'origine des unités et le mode de superposition observé sur les coupes précédentes.

SA : subautochtone ; KS : klippes et lambeaux sédimentaires. Les unités B et C proviennent de régions septentrionales. Le passage du Sénonien néritique au Sénonien bathyal est indiqué schématiquement.



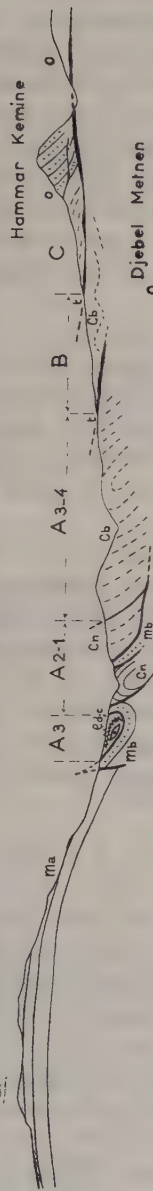
Djebel Mansourah

4

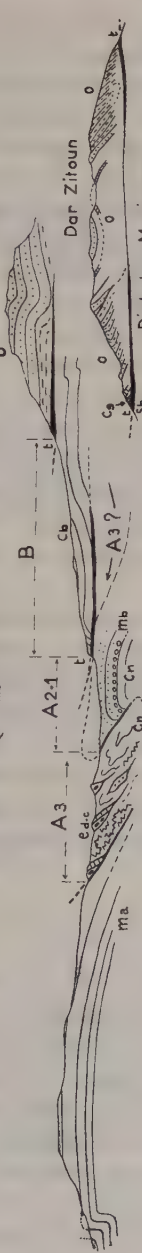


Djebel Mansourah

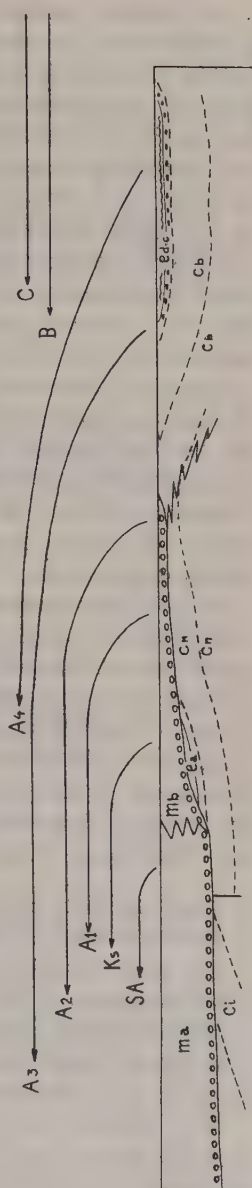
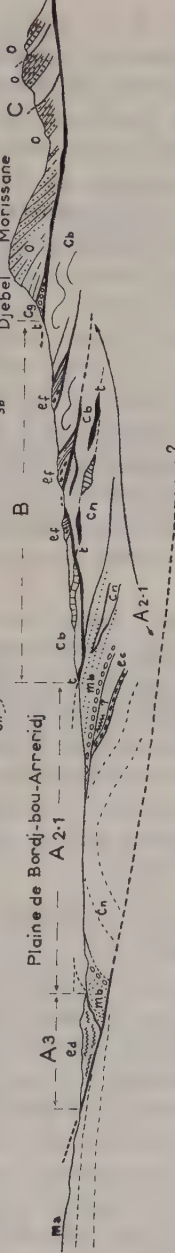
5



6



7



La partie médiane de la zone bibanique commençait donc probablement à dessiner un bombement, lors du passage des unités B et C. A un stade ultérieur, elle continue à se soulever. Elle est attaquée par l'érosion, et les nappes sont fragmentées. Sa partie septentrionale reste enfouie sous le front chevauchant des Babors et sous la nappe du Flysch. Sur son bord méridional et, plus au S, dans la zone subbibanique, reposent les nappes B et C. Mais un autre phénomène intervient : les produits de son démantèlement alimentent le Miocène post-nappes du bassin de la Soummam, qui repose à la fois sur la zone bibanique, les Babors et la nappe du Flysch. Localement, d'autres dépôts post-nappes se forment sur son flanc méridional.

Après le *Miocène inférieur*, si riche en événements, la partie de la zone bibanique située entre la zone subbibanique et le Miocène de la Soummam continue à alimenter des dépôts marginaux. Des phases de surrection mal définies alternent avec des périodes d'érosion, durant le Miocène supérieur et le Pliocène. Au Quaternaire, elle subit un dernier soulèvement et une érosion par des oueds épigéniques.

Je n'ai pas envisagé, dans cette description, l'éventuel dépôt d'Oligocène sur le flanc méridional de la zone bibanique. Cette question est discutée pp. 287 et 753. Il ne me semble pas utile de revenir non plus sur les hypothèses de l'« île medjanienne » des Biban (v. p. 296), du rivage éocène (v. p. 323 et de l'Éocène transgressif du revers méridional de la chaîne des Biban (v. p. 322). En outre, je discute (p. 752) l'hypothèse suivant laquelle la nappe du Flysch s'est avancée sur la zone bibanique avant le dépôt de l'Oligocène supérieur.

b. Zone des Babors : Zone intermédiaire (sous zone J : Écailles intermédiaires de L. Glangeaud) :

La zone des Babors, prolongée à l'W par la zone des Écailles intermédiaires, à l'E par la zone sous-kabyle, a subi une évolution très particulière. Mais je ne donnerai ici que ses caractères essentiels, car elle se situe en dehors de ma région de thèse, et n'est étudiée dans ce mémoire qu'en sa qualité de « patrie ».

En dehors des terrains qui constituent l'actuelle chaîne de Babors, cette zone correspond, selon mes interprétations, au lieu de dépôt des couches suivantes :

- Sénonien à plaquettes calcaires et niveaux détritiques de la lame B₂.
- Sénonien conglomératique de la lame C₁.

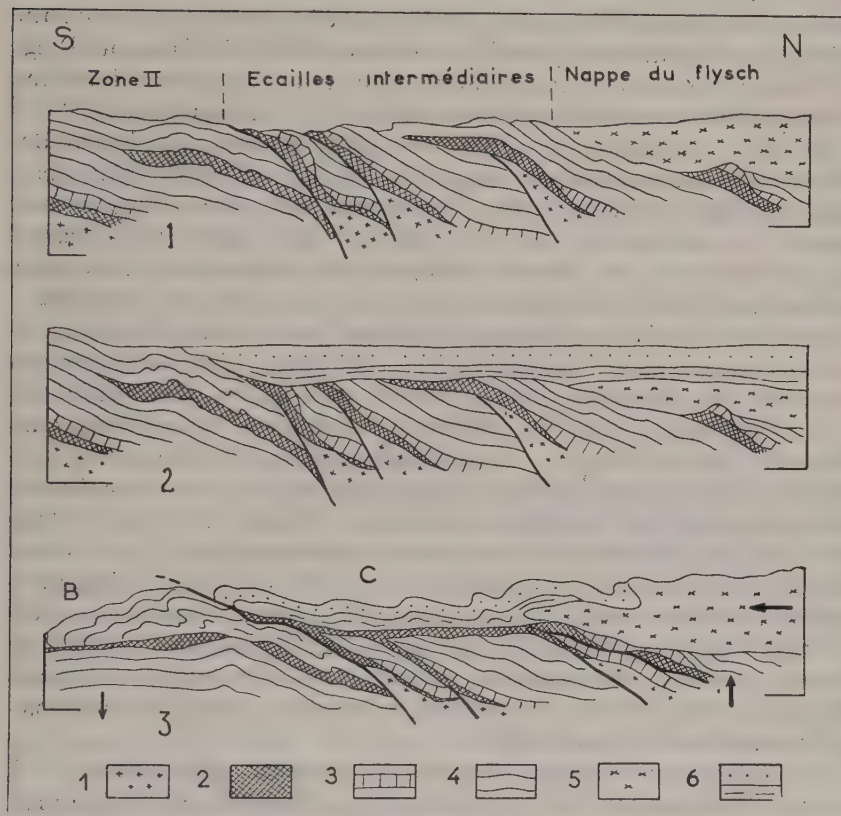


FIG. 149. — Évolution tectogénique de la zone des Écailles intermédiaires (ou zone intermédiaire).

L'interprétation proposée ici diffère quelque peu de celle de la planche VI. Elle suppose que la zone des Écailles intermédiaires n'a pas subi un charriage accentué, mais seulement un écaillage avec montée de Trias le long des plans de fracture. D'autre part, on considère que la nappe du Flysch s'est mise en place sur la zone des Écailles intermédiaires avant le dépôt de l'Oligocène supérieur.

1 : État antérieur au dépôt de l'Oligocène supérieur ;

2 : Dépôt de l'Oligocène supérieur ;

3 : Évolution d'âge miocène inférieur : basculage et décollement de la couverture, qui donne naissance aux unités B et C.

Légende commune : 1 : socle anté-triasique ; 2 : Trias tellien ; 3 : Jurassique ; 4 : Crétacé du sillon tellien ; 5 : Flysch crétacé ; 6 : Oligocène supérieur (Néonummulitique à faciès numidien).

La chaîne des Babors, ou Kabylie des Babors, a été étudiée par divers auteurs. Je citerai, en sachant ma liste très incomplète, les travaux de F. Ehrmann (1921b, c, 1924, 1943), L. Glangeaud (1932a, b), A. Lambert (1948), L. Duplan (1952), M. Durand Delga (1955a). On trouvera une bibliographie plus complète dans les notes précitées et dans la mise au point de M. Durand Delga (1956c).

Au N de la région des Biban, le prolongement occidental des Babors est masqué par la nappe du Flysch et le Miocène post-nappes, mais c'est une zone semblable aux Babors qu'il faut figurer en profondeur lorsqu'on établit une coupe NS passant par le Hodna et la Grande Kabylie. Par opposition à la zone bibanique, la zone des Babors présente les caractères suivants :

Au Tithonique (ou à l'aurore du Crétacé), une phase tectonique — parfois nommée anté-néocomienne — se traduit par des accidents localisés, de direction E-W, offrant une allure de cordillères.

Immédiatement avant le Sénonien — et avec des répliques au cours de cette période — intervient une importante phase tectonique, dite antésénonienne. Les accidents de la phase précédente rejouent, avec plis, écaillage accentué et montée de Trias le long des plans de fracture (et sous forme de dômes de sel ?). *Le Sénonien* « est largement transgressif... avec des marnes schisteuses noires à lentilles calcaires jaunes et calcaires à Inocérames... On y trouve des conglomérats plus ou moins puissants, parfois de simples lentilles contenant en abondance des galets de calcaires liasiques... Sur le flanc S du Babor, le Sénonien a remanié le Trias » (Ehrmann F., 1924, p. 134).

La tectogénèse tertiaire, comprend plusieurs paroxysmes : Il se produit un nouvel écaillage et un rejeu des intrusions triasiques. Lors des charriages, le Sénonien s'est décollé et s'est déplacé vers le S, pendant que la partie plus profonde des Babors chevauchait, par sa bordure méridionale, la zone bibanique. Actuellement, la zone des Babors est structuralement la partie la plus profonde du Tell septentrional. Malgré son chevauchement vers le S (qui correspond peut-être à un véritable charriage) je lui conserverai donc l'épithète de parautochtone.

3^o Domaine du Flysch (sous zone Id de L. Glangeaud) :

Diverses hypothèses peuvent être avancées sur la signification et sur la patrie des terrains qui, au S de la chaîne calcaire, forment l'actuelle nappe du Flysch (v. p. 170). Pour l'instant, je m'en tiendrai à la conception classique, et situerai au N de la zone

intermédiaire (Babors s. l.) le domaine de sédimentation du Flysch crétacé, sur lequel se sont déposés un Oligocène supérieur à faciès numidien et un Miocène inférieur aux caractères spéciaux. Actuellement, ces divers terrains se montrent en situation allochtone. Au N du Hodna, ils se répartissent en deux zones d'affleurements, de part et d'autre de la zone bibanique (bombement posthume de l'« anticlinorium » des Biban) :

- Au N, il s'agit de la nappe du Flysch proprement dite.
- Au S, de la nappe C (sauf le Sénonien conglomératique de la lame C₁).

Dans la région des Biban, le jeu relatif des masses sédimentaires, inégalement compétentes, et glissant sur plusieurs dizaines de kilomètres, a pu conduire à l'individualisation de trois lames, offrant la constitution suivante :

- Lame C₂ : Flysch crétacé,
- Lame C₃ : Oligocène supérieur,
- Lame C₄ : Miocène inférieur.

Au point de vue paléogéographique, le domaine du Flysch a été rattaché à la zone I par L. Glangeaud. Il correspond en effet à un sillon subsident, lié au géanticlinal de la chaîne calcaire : l'enfoncement de ce sillon semble bien compenser en volume la surrection du bourrelet liminaire voisin, au moins durant le Crétacé et le Miocène I. Quant aux analogies entre domaine du Flysch et sillon tellien, durant le Crétacé inférieur, elles ne concernent que le faciès général des séries (Flyschs). Mais la source des quarts détritiques n'est pas la même pour les deux domaines.

L'évolution du domaine du Flysch est mal connue avant le Tithonique. Le Trias à faciès tellien et le Jurassique observés en lambeaux à la base de la nappe du Flysch ont pu s'y déposer. Mais ces terrains peuvent aussi provenir de la zone intermédiaire et avoir été « raclés » par la nappe du Flysch.

Du Tithonique à la fin du Crétacé, sans que l'on puisse envisager d'interruption notable dans la sédimentation, on assiste au dépôt d'une épaisse série à faciès flysch (v. p. 170). M. Durand Delga (1956, p. 305) y distingue trois termes :

- du Tithonique au Barrémien : schistes lardés de puissantes lentilles gréseuses,
- de l'Aptien au Cénomanien — Turonien ? : flysch finement schisto-gréseux,
- au Sénonien : schistes sombres à lentilles irrégulières de grès et de calcaires, ou flysch finement schisto-gréseux, ou

alternance de lits marno-schisteux gris et de microbrèches calcaires.

On voit ainsi que, durant tout le Crétacé, le domaine du Flysch diffère fondamentalement du domaine kabyle (chaîne calcaire). A l'Éocrétacé, la sédimentation présente, dans le domaine du Flysch et dans la zone bibanique, des caractères semblables. Mais on ne peut connaître les épaisseurs relatives des Flyschs, actuellement très disloqués, qui se déposèrent alors dans ces deux zones de sédimentation, séparées par le domaine des Babors.

Aucun dépôt éocène n'a été mis en évidence dans le domaine du Flysch. Mais il suffirait sans doute d'un hasard heureux pour qu'on y découvre des terrains de cet âge. Si, comme on l'admet jusqu'ici, le Lutétien manque, on peut situer le « seuil lutétien » de J. Flandrin dans ce domaine. A défaut, on pourrait même chercher l'emplacement d'un tel seuil dans la zone intermédiaire des Babors. De toute façon, la découverte d'Éocène marneux dans le Tell n'oblige pas à remplacer le seuil lutétien par un sillon lutétien (v. pp. 396-397).

On peut admettre aujourd'hui que l'*Oligocène inférieur* n'est représenté par aucun dépôt dans le domaine du Flysch. Les formations rapportées à cette période durant de longues années viennent en effet d'être rajeunies (v. pp. 424-427).

Après une première phase de diastrophisme, et lors même que se poursuivaient les mouvements orogéniques de la chaîne calcaire, le domaine du Flysch fut le siège de la sédimentation paralique de l'*Oligocène supérieur* à faciès numidien (v. pp. 407-446). Cet Oligocène apparaît, lorsque les bouleversements tectoniques n'ont pas été trop accentués, en discordance sur le Flysch crétacé. Mais des disharmonies et discordances tectoniques séparent ces deux formations dans les nappes du Tell méridional. Comme il a été dit plus haut, on ne peut se fonder sur l'existence d'un « conglomérat de base » pour établir le caractère transgressif du Numidien dans la zone subbibanique. Le conglomérat longtemps considéré comme tel, est d'âge sénonien et constitue une lame tectonique indépendante, qui provient vraisemblablement de la zone intermédiaire.

L'*Oligocène étudié précédemment dans les massifs « medjaniens » de la zone subbibanique* comprend deux termes (v. pp. 409-423) :

— un terme inférieur, à dominante argileuse, équivalent latéral probable des conglomérats du faciès kabyle.

— un terme supérieur, à dominante gréseuse, commun avec le

faciès kabyle. Dans sa partie supérieure, il a fourni une microfaune d'âge oligocène très supérieur.

Aujourd'hui, les auteurs s'accordent pour considérer toute cette série comme *chaltienne* — *aquitaniennne*. Personne du moins n'a manifesté une opinion contraire, après les publications de MM. Durand Delga, Flandrin, et Mattauer (v. p. 425).

L'étude morphoscopique des quartz contenus dans cet Oligocène supérieur suggère un dépôt au voisinage d'une terre désertique où jouait le vent. Une telle source de quartz pouvait se situer au N du rivage actuel de l'Algérie, et constituer une « terre nord-kabyle », souvent assimilée à l'hypothétique Tyrrhénide (v. p. 728).

Une nouvelle phase tectonique, suivie d'érosion, semble succéder au dépôt de l'Oligocène supérieur. En effet, le domaine du Flysch est occupé, au moins partiellement, et dès le *Miocène inférieur*, par un sillon marin où se déposent des conglomérats, marnes et grès discordants sur les terrains plus anciens. Les conglomérats contiennent des galets et de gros blocs qui ne peuvent être originaires que de la chaîne calcaire et du socle primaire des Kabylies.

Ce socle pouvait affleurer, soit au N, soit au S de la chaîne calcaire.

Dans le premier cas, il faut admettre que la nappe kabyle chevauchait déjà vers le S, au point que le Primaire et la nappe du Flysch soient suffisamment rapprochés l'un de l'autre. De plus, une partie du socle primaire avait déjà été mise à nu, par érosion ou glissement de sa couverture secondaire et tertiaire.

Dans le second cas, on est conduit à envisager l'existence d'un talus situé entre la chaîne calcaire et la zone du Flysch. Il n'est alors plus nécessaire d'imaginer un chevauchement accentué de la zone I, à l'époque considérée.

L'écoulement du Flysch dans le Tell méridional date du Miocène inférieur. Mais la nappe du Flysch a pu commencer à s'individualiser au cours de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène inférieur. Durant cette période, elle aurait pu, suivant les interprétations, se présenter comme une « nappe de compression », refoulée par le bord méridional de la zone kabyle, ou se décoller du bâti kabyle, pour venir s'accumuler au bord méridional de celui-ci. C'est alors que le Flysch a pu acquérir la disposition inverse, que l'on observe aujourd'hui au S du Djurdjura (v. pl. VI). L'éjection, et le début de l'écoulement de la nappe du Flysch, dateraient de l'Oligocène terminal ou de l'orée du Miocène. J'estime, pour ma part, que le déplacement horizontal de cette nappe s'est produit entre l'Oligocène terminal et la fin du Miocène I.

Au cours de sa translation, la nappe du Flysch a pu provoquer le décollement de la nappe B, par effet de surcharge. Les deux nappes auraient progressé ensemble sur une certaine distance, mais la nappe B est arrivée la première dans la zone subbibanique.

4° **Domaine kabyle** (sous-zones Ib-c de L. Glangeaud) :

Au N de la région étudiée, le domaine kabyle correspond aux sous-zones Ib et Ic de L. Glangeaud (1932a). Il est représenté, à l'affleurement, par le massif primaire de Grande Kabylie et par la chaîne calcaire du Djurdjura.

Le socle cristallin est formé de gneiss, micaschistes, quartzites et phyllades. Il s'agirait, pour M. Durand-Delga (1955 a), de Cambro-Ordovicien métamorphisé avant le Gothlandien.

Les dépôts sédimentaires sont localisés sur le bord méridional du massif cristallin, dans la chaîne du Djurdjura (v. Flandrin J. 1952 b). On y relève de fréquentes lacunes. Les divers terrains sont inégalement répartis dans les divers tronçons de la chaîne.

Le Gothlandien et le Dévonien n'ont pas été caractérisés par des fossiles, mais le Carbonifère est connu sous le faciès culm. Au-dessus d'un Permian gréseux et conglomératique vient un Trias continental, avec épisode marin au Muschelkalk (v. p. 89).

Après le dépôt des cargneules et dolomies de l'Infralias se déposent les calcaires et marnes du Lias. Le Jurassique moyen et la base du Jurassique supérieur manquent, mais le Tithonique est représenté par des calcaires, localement recouverts de marnes et calcaires marneux qui correspondent peut-être au Berriasien et au Valanginien. Après une nouvelle lacune qui s'étend de l'Hauterivien à l'Aptien, on connaît des marnes noires peu épaisses attribuées à l'Albien. Aucun dépôt ne peut être rapporté à la période Cénomani-Coniacien, le Sénonien étant seulement représenté par des calcaires marneux et marnes du Santonien et du Maestrichtien. Ainsi, le Crétacé de la chaîne calcaire est essentiellement constitué de calcaires et de marnes, sans éléments clastiques. Il diffère fondamentalement de la série compréhensive à faciès flysch qui affleure au N, à l'E et au S de la Grande Kabylie.

Au Tertiaire, les seuls dépôts connus appartiennent au Lutétien transgressif, à l'Oligocène et au Miocène post-nappes. Le Lutétien est constitué de calcaires et couches détritiques, ou de marnes et calcaires marneux. L'Oligocène, formation synorogénique, repose en discordance sur les couches antérieures. Sa partie inférieure est formée, dans la partie axiale de la chaîne, de conglomérats qui passent, vers le N et vers le S, aux argiles numidiennes intercalées de couches gréseuses. Le Miocène post-nappes, totalement discordant sur les formations antérieures est formé, dans sa partie inférieure, de couches détritiques rubéfiées antérieurement rapportées à l'Aquitano-Burdigalien (v. pp. 486-490).

Structure :

Dans le socle cristallin, J. Thiébaud (1951) a signalé des écailles poussées vers le S (fig. p. 32) ou vers le N (fig. p. 37, 42, 50), ces dernières étant analogues à celles du massif d'Alger (Glangeaud L., 1932 a) et de Sidi Ferruch (Durand-Delga, 1955 a, p. 420).

La chaîne du Djurdjura a subi, avec le bord méridional du massif ancien, un écaillage accentué vers le S. Cependant, elle ne s'est pas désolidarisée du socle primaire. En outre, J. Flandrin (1952 b, pp. 31-32) a bien noté « l'élévation d'axe du substratum de la chaîne depuis l'extrémité occidentale de celle-ci jusqu'à son extrémité orientale ». Je renvoie d'ailleurs à cette publication de J. Flandrin pour ce qui concerne la structure détaillée du Djurdjura. Dans les autres parties du Tell algéro-constantinois, la chaîne calcaire a été étudiée par divers auteurs, et en particulier par L. Glangeaud (1932 a, b), M. Durand-Delga (1955 a, 1956 c), et P. Deleau (1938, 1953 a, b, 1954).

Évolution :

Pour de nombreux auteurs à la suite de E. Suess, la zone kabyle représentait le bord méridional de la Tyrrhénide. C'était un débris d'Altaïde posthume. D'après P. Termier (1903), « les massifs cristallins de l'Algérie ne sont pas, comme le proposait M. Ficheur, les prolongements du massif sarde. Ils appartiennent, tectoniquement aux Dinarides, ou, si l'on veut, à l'Apennin... » Divers auteurs ont conservé le terme de Tyrrhénide pour désigner une terre située au N des Kabylies, émergée à diverses époques, alimentant la sédimentation gréseuse du Flysch crétacé et du Numidien. Sans doute vaudrait-il mieux parler, en l'occurrence, de terre nord-kabyle, sans préjuger de ses relations avec le continent tyrrhénien.

Ce sont L. Glangeaud (1932 a, b) et P. Fallot (1932) qui ont reconnu la vraie signification de la zone primaire des Kabylies. Il s'agit du bourrelet liminaire africain (Fallot P. 1932) dont L. Glangeaud a étudié la partie algérienne en diverses publications (1951, 1952 a, b, c). Cette zone a joué, au cours de l'évolution secondaire et tertiaire, en bourrelet ascendant. Il s'agirait, pour certains, d'un « géanticlinal » continu, pour d'autres, d'un chapelet d'amygdales qui auraient évolué en festons indépendants.

Comme l'indique J. Flandrin (1955 a, p. 306), les zones surélevées demeurèrent immergées jusqu'à l'Éocène moyen et jouèrent seulement le rôle de hauts-fonds.

Dans le Djurdjura, l'évolution tectonique peut être décomposée en plusieurs phases :

— *phase anté-numidienne*, antérieure à l'Oligocène supérieur, provoquant un plissement sans écaillage, une surrection, et peut-être un début de chevauchement sur le domaine du Flysch ;

— *phase pouvant empiéter sur l'Oligocène terminal et le Miocène inférieur*, caractérisée par un écaillage, accompagné de plissements aigus et de déversements vers le S. C'est de là que datent les cheva-

chements internes de la chaîne et le déplacement d'ensemble vers le S.

— *phase d'âge indéterminé (Miocène inférieur ou supérieur) provoquant des cassures transversales.*

— *phase plio-quadernaire provoquant la surrection de la chaîne et peut-être le redressement des plans d'écaillage.*

Je reviendrai, au cours des prochaines chapitres, sur les détails de cette évolution.

5° Remarques sur la patrie du Flysch et les charriages nord-telliens :

Actuellement, on observe des affleurements de Flysch crétacé, non seulement au S, mais encore à l'E et au N du bloc Grande Kabylie - chaîne du Djurdjura :

— Au S, le Flysch constitue la « nappe du Flysch » *s.str.*, recouverte par la chaîne calcaire.

— A l'E, le Flysch noie le chaînon Arbalou-Gouraya, qui semble appartenir à la zone des Babors, à moins d'une variation considérable de faciès qui permettrait de le rattacher à la chaîne calcaire (v. Durand-Delga M., 1956 c, p. 310).

— Au N, le Flysch albo-aptien recouvre, à l'W de Port Gueydon, le Flysch sénonien (Duplan L., 1952), mais il s'agit probablement d'un accident local (Durand-Delga M., 1956 c).

On ne peut observer les relations entre Flysch et massif ancien de Grande Kabylie, car l'Oligocène supérieur masque les contacts. Cependant, on a signalé sur le prolongement occidental de la Grande Kabylie, des Flyschs considérés comme transgressifs, rapportés au Crétacé par J. Flandrin (1948, p. 250).

Diverses interprétations ont été proposées, touchant la patrie du Flysch crétacé :

1. *Le Flysch crétacé s'est déposé au N et au S de la chaîne calcaire.*

Dans ce cas, la chaîne calcaire correspond, au point de vue paléogéographique, à une étroite cordillère. Si le quartz détritique du Flysch est d'origine septentrionale (v. chapitre suivant), il est difficile d'imaginer son transport au S de la chaîne calcaire. Cependant, cette interprétation est classique, car elle permet de réduire au minimum les déplacements tangentiels du Flysch.

2. *Le Flysch s'est déposé tout entier au S de la chaîne calcaire.*

On est alors conduit à considérer la Grande Kabylie comme un vaste lambeau de recouvrement. C'est ce que j'ai proposé avec M. Mattauer (Caire A., 1954a, p. 69). Mais on doit noter qu'il y a là deux hypothèses, qui peuvent être dissociées. Certains auteurs ont voulu démontrer que la Grande Kabylie ne flottait pas sur le Flysch, en avançant qu'il existait du Flysch sur la Grande Kabylie (Flandrin J., 1955a, p. 312 ; Durand-Delga M., 1956c, p. 319). Mais ces deux Flyschs ne sont pas nécessairement les mêmes. Si, par exemple, le Flysch de Maréchal-Foch (Arbatache) est

transgressif sur le socle ancien, cela prouve simplement que le Flysch ne s'est pas déposé tout entier au S de la chaîne calcaire. Cela ne prouve pas que la Kabylie ne flotte pas sur le Flysch déposé au S de la chaîne calcaire. Si le Flysch de Maréchal-Foch est allochtone, on peut expliquer sa situation si l'on admet un encapuchonnement de la nappe kabyle dans la nappe, plus méridionale, du Flysch.

En elle-même, l'hypothèse de la « Kabylie flottante » n'a pas encore été réfutée. Elle permet une interprétation *géométrique* facile de la structure nord-tellienne. Mais ce n'est qu'une *interprétation*, présentée comme telle, et je m'étonne qu'elle ait provoqué tant de réactions.

Si l'on conçoit une difficulté de principe pour charrier le Paléozoïque de Grande Kabylie, il ne faut pas oublier l'exemple fourni par le Bétique de Malaga.

La nappe de Malaga comprend un Paléozoïque identique à celui du Rif espagnol. L'amplitude du charriage atteint au moins 95 km sur la transversale de la Sierra de las Estancias. Sa racine se trouve en mer. « Entre le domaine de la dorsale rifaine, au SW, et celui des Alpujarrides, d'histoire sédimentaire fort analogue, particulièrement au Trias, ce Paléozoïque a formé un pays sans doute prolongé vers l'E sur quelques centaines de kilomètres et dont la Kabylie paléozoïque serait un autre reste ... Son bord septentrional a cassé dans le style des charriages issus de plis de fond et a donné la nappe de Malaga » (Fallot P., 1948).

Et ne peut-on encore invoquer, à ce même propos, une interprétation concernant les Alpes orientales, et proposée par P. Fallot (1954, p. 163) : « Les constructions et comparaisons de faciès montrent qu'il n'y a pas de contre-indication spatiale à concevoir les Alpes orientales comme nées de l'avancée vers le nord du socle des Alpes méridionales, en une translation de l'ordre de 200 km. »

Dans le cas de la Grande Kabylie, une translation de 55 km suffirait, pour que le massif ancien et le Djurdjura flottent intégralement sur le Flysch.

3. Le Flysch s'est déposé tout entier au N de la chaîne calcaire.

Cette interprétation, présentée par M. Durand-Delga (1955a, p. 506 ; 1956c, pp. 319-320), rend facilement compte de l'origine du quartz détritique du Flysch. Mais elle rend plus compliqués — à mon sens — les autres problèmes. Si on l'admet, le Flysch crétacé de la nappe C aurait dû glisser vers le S en deux étapes, séparées par une phase de repos :

— avant l'Oligocène supérieur, il aurait franchi la chaîne calcaire et se serait arrêté légèrement au S de celle-ci,

— après le dépôt du Miocène entrant dans la constitution de la nappe C, il aurait gagné les régions méridionales du Tell. D'autre part, on ne voit pas, dans le Djurdjura, du Flysch crétacé recouvrant la « chaîne calcaire » et surmonté par de l'Oligocène supérieur. Il faudrait donc admettre que cette chaîne calcaire du Djurdjura avait été complètement débarrassée de son manteau de Flysch crétacé allochtone, par glissement ou par érosion, avant la transgression de l'Oligocène supérieur. Mais, à l'ENE du Djurdjura, le Flysch est bien représenté. Dans l'interprétation discutée, il doit recouvrir la chaîne calcaire. Comment expliquer une telle discontinuité, qui devrait dater de l'Oligocène ou de l'Éocène ?

Des problèmes analogues se sont posés au sujet de la nappe rifaine (Falot P., 1952).

Il faut ajouter que l'hypothèse de M. Durand-Delga n'est pas incompatible avec celle de la « Kabylie flottante ». Si l'on admet l'écoulement du Flysch, par-dessus la chaîne calcaire, avant l'Oligocène supérieur, il n'est pas interdit de considérer, au Miocène inférieur, le chevauchement vers le S d'une vaste écaille correspondant à l'actuel domaine kabyle. Cette écaille aurait été, plus tard, séparée de sa racine septentrionale par l'érosion. Elle reposerait aujourd'hui, sur le Flysch, lui-même superposé à la zone des Babors. De plus, elle conserverait çà et là, des fragments de son ancienne couverture de Flysch transgressif. Bien entendu, cette synthèse conduirait à envisager des recouvrements très étendus.

6° Terres émergées et sources de quartz :

Au Crétacé, au Néonummulitique et au Miocène, les terres émergées semblent avoir toujours conservé le même aspect : celui de continents soumis à un climat désertique.

Un problème important concerne les sources du quartz, qui ont alimenté les dépôts gréseux de l'Éocrétacé et du Néonummulitique (p. 274). Il semble qu'on puisse distinguer :

— une source méridionale, représentée par le Sahara et l'Atlas saharien à l'Éocrétacé, tarie par la grande transgression « cénomaniennne », et s'ouvrant à nouveau pendant le Miocène inférieur.

Au Néocrétacé, les rares intercalations gréseuses observées dans le domaine présaharien, ont pu naître de ramaniements locaux de sédiments éocrétacés. Il en est de même pour les grès rouges de l'Éonummulitique de Nador - Kasbah.

— une source septentrionale, fonctionnant au Crétacé en fournissant le quartz des Flyschs, au Néonummulitique en produisant les dragées et les sables des dépôts synorogéniques « numidiens ». Comme l'ont fait remarquer de nombreux auteurs, la source des dragées numidiennes ne peut être représentée par le Primaire des Kabyliques. Mais, si l'on fait appel à une terre nord-kabyle (« Tyrrhénide ») actuellement effondrée sous la Méditerranée, tout devient facile. On pourrait même dire que l'hypothèse de cette terre nord-kabyle est une solution de facilité.

Parmi les interprétations exposées dans le précédent chapitre, on a vu que le Flysch crétacé pouvait s'être déposé au S de la chaîne calcaire. Pour rendre compte de l'alimentation de ce Flysch en quartz détritique, ne pourrait-on imaginer l'existence d'une terre sud-kabyle, formée de roches cristallines ? Cette terre aurait disparu lors des grands charriages, et serait actuellement, dans l'interprétation ultra-nappiste, sous la Méditerranée. Une telle hypothèse est évidemment peu fondée, mais ne doit-on pas envisager tous les dispositifs rétrotectoniques possibles, avant de faire un choix ?

IV. — MÉCANISME DES CHARRIAGES

De nos jours, il semble acquis définitivement que la mise en place des grandes nappes du Tell méridional relève de la tectonique de glissement superficiel par gravité. Il ne s'agit donc pas de « nappes de charriage » au

sens classique du terme. Le processus de mise en place des nappes de glissement a été envisagé dès 1882 par Bambici. Les conceptions de cet auteur ont d'abord été appliquées aux Préalpes par H. Schardt (1893), puis développées en de nombreuses publications (v. Gignoux M., 1942, 1948a, b, 1950 ; Goguel J., 1946, 1950, 1952). Peut-être a-t-on voulu expliquer trop de faits, et interpréter trop de chaînes à la lumière de cette théorie. Sans doute le glissement par gravité apparaît-il comme une explication facile, une mode trop élégante dont il faut se méfier. Mais personne n'imagine actuellement un autre processus pour rendre compte des empilements du Tell algérien méridional.

Les nappes de glissement étudiées dans ce mémoire montrent localement des traces d'écoulement tourbillonnaire, les deux phénomènes s'étant superposés au cours du déplacement. Elles sont relativement peu épaisses (de l'ordre de 1 000 m, ou moins). Les unités supérieures se sont déplacées sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres (jusqu'à 100 km pour l'unité C). Ces nappes sont constituées de terrains plastiques et de couches compétentes. Elles ont glissé, dans la mer ou parfois à l'air libre, au-dessus de semelles plastiques constituées par le complexe triasique ou par des marnes d'âges variés.

1^o Problèmes du Trias :

a. Rôle du Trias dans la tectogénèse tellienne :

Le rôle particulier joué par le complexe triasique tient à ce qu'il renferme des roches à seuil de plasticité très faible, se comportant, vis-à-vis des autres sédiments, comme un matériel pratiquement visqueux. C'est le cas du gypse, et plus encore du sel gemme (Goguel J., 1950 ; 1952, p. 187). En l'absence du Trias, le rôle de semelle lubrifiante a pu être joué par des marnes ou des argiles. C'est le cas des marnes gypseuses du Miocène inférieur vis-à-vis de l'unité A, des marnes sombres du Sénonien à l'égard de l'unité B. En d'autres régions d'Afrique du Nord, les fonctions de terrain saponifiant ont été jouées par des argiles (Castany G., 1949, pp. 145-146) ou par des « marnes à miroir » (Yovanovitch B, 1922 ; Joleaud L. 1922a). Mais il n'en demeure pas moins que le Trias gypso-salin est le véritable sang de l'organisme tellien, circulant au gré des pressions et apportant la vie jusque dans les parties superficielles des « tissus » sédimentaires.

b. Age des migrations du Trias :

J. Savornin (1905c, 1906b, c, 1910c, 1920a) se fonde sur l'âge des terrains juxtaposés au complexe triasique pour dater la mise en place de ce dernier. Si le principe de la méthode est excellent, son application lui fournit des résultats qu'on ne peut plus admettre aujourd'hui. En effet, J. Savornin croit à l'autochtonie de la plupart des terrains du Tell, ne fait pas porter ses investigations sur d'assez vastes régions, et admet certaines attributions d'âge qui n'ont plus cours à l'heure actuelle.

Il admet ainsi que le Trias est monté dans la zone subbibanique à la fin de l'Éocène inférieur ou à l'Éocène moyen. Or, ce Trias forme la semelle de l'unité B, parfois superposée au Miocène, et de provenance septentrionale. J. Savornin (1905c, 1906c, 1920a, 1947) se base en outre sur la présence de galets de Trias dans le « conglomérat de base du Medjanien » pour rattacher le diapirisme à l'orogénèse pyrénéenne. Or ces conglomérats sont sénoniens, et viennent de la zone des Babors.

Ainsi, J. Savornin, comme plus tard J. Flandrin (1948, p. 271), pense que le Trias avait été mis en place dans le Tell méridional, avant la transgression numidienne. Tous deux considèrent en outre que ce Trias a pu rejouer postérieurement, jusqu'au Miocène.

Pour ma part, je ne connais aucune preuve de l'ascension du Trias sud-tellien avant le Miocène inférieur. Mais le complexe triasique a commencé son ascension dès le Crétacé, dans les parties du Tell septentrional où sont nées les unités B et C, c'est-à-dire dans la zone intermédiaire.

Des montées diapiriques s'y sont produites au cours des mouvements anténéocomiens et antésénoniens, et le Trias a été remanié dans le Sénonien (v. R. Dame 1950 ; M. Durand-Delga 1955a, 1956c ; F. Ehrmann 1921a, b, c, 1924, 1943 ; L. Glangeaud 1932a, b, 1953 ; A. Lambert 1945, 1948). Avant le paroxysme tectogénique tertiaire, le Trias a pu s'élever sous forme de plis à noyau perçant, ou s'injecter le long de fractures. Lors de la gestation des nappes, il a rejoué à la base des écailles et a été expulsé vers le S, puis collecté à la base des masses sénoniennes qui représentent la couverture décollée de ces mêmes écailles. Chacune des unités reposant actuellement sur une semelle de Trias (lames B₁ et B₂, unité C) dans le Tell méridional, a pu récolter son coussinet lubrifiant en des points successifs de son cheminement. On aurait là un phénomène analogue à ce que M. Gignoux (1930, pp. 356-357) décrit dans les Alpes : La zone des gypses séparant la zone du Briançonnais et les Schistes lustrés ne constitue peut-être, entre le Jovet et l'Est de la Vanoise, pas une nappe unique, mais elle est formée par la *réunion d'extrusions gypseuses* d'origines diverses, lointaines ou locales.

Si le Trias de l'unité A s'est élevé des profondeurs de la zone subbibanique, son ascension date très vraisemblablement de la phase tectogénique du Miocène inférieur. Il doit en être de même pour le Trias de la région de Sebkha, dans la zone bibanique. Toutefois, on ne peut nier que le Trias se soit collecté en profondeur, dans les axes anticlinaux, au cours du plissement « présaharien », c'est-à-dire à l'Éocène supérieur ou à l'Oligocène inférieur. On sait en effet qu'en divers points des chaînes alpines, le Trias s'est mis en place dans la couverture sédimentaire, au cours de plusieurs phases tectoniques successives. En dehors de l'exemple de la zone intermédiaire, rappelé ci-dessus, le fait est reconnu dans la province d'Alger par L. Glangeaud (1932a, pp. 556, 558). En Tunisie, J. Bolze (1954a) note que l'ascension de presque tous les diapirs était amorcée, dans les Monts de Téboursoûk, au cours de l'Aptien, et que le Trias a percé la couverture à l'Albien (voir aussi Bolze J., Burolet P. et Castany G., 1952). Des exemples concernant le même phénomène sont connus dans les Alpes (Termier P., 1927b), dans le Hanovre et en d'autres régions (v. Gignoux M., 1930).

c. Dômes de sel, diapirs et semelles lubrifiantes :

Le terme de diapir (ou diapyr) est employé par certains géologues algériens pour désigner tous les affleurements de Trias gypso-salin situés en dehors de leur place stratigraphique normale. Mais les descriptions de ces affleurements amènent parfois à penser que le Trias a joué un rôle lubrifiant, à la base d'unités allochtones. Il serait donc souhaitable que les auteurs s'expriment dans tous les cas sur les conditions de mise en place et sur la signification structurale du Trias plastique.

Pour Mrazec, qui a introduit le terme de diapir dans la littérature géologique, « le diapirisme suppose, d'une part, une surface de décollement en profondeur, d'autre part, un flux de masses détachées, décollées, vers les lignes et points de moindre résistance, qui sont précisément les formes anticlinales » (v. Fourmarier P., 1949, p. 638). À l'intérieur de la notion de diapirisme ainsi exprimée, les auteurs ont parfois isolé ce qui se rapporte au décollement et au flux des masses décollées, et parfois retenu ce qui concerne le rassemblement des terrains plastiques en « plis diapirs ». On va même jusqu'à ranger dans les manifestations diapiriques les « dômes de sel » analogues à ceux du Texas. Dans ce dernier cas, la montée des terrains salifères n'est due cependant qu'à la charge statique des couches surincombantes. Les dômes de sel pourraient donc être rangés parmi les déformations d'origine non tectonique (Goguel J., 1952, p. 134). Ils ne constituent pas des accidents diapiriques. H. de Cizancourt (1934, p. 189) précise en effet : « Les accidents de Moreni et de Baicoi qui représentent le type même des plis diapirs de Mrazec, ne sont que l'expression superficielle d'une tectonique tangentielle [...] mise en évidence par le déversement des noyaux, par les chevauchements, par les décollements. Ce sont des phénomènes de type plastique, et non pas le percement des massifs de sel hypothétiques. »

Il semble donc bien que les vrais diapirs « résultent de l'intervention de forces tectoniques » (Goguel J., 1952, p. 134), ou, si l'on veut, de pressions à composante tangentielle. Mais P. Fourmarier (1949, p. 637) écrit à propos des massifs de sel du Texas : « Des efforts tectoniques ne sont cependant pas indispensables à la production du diapirisme ». Cette contradiction apparente tient sans doute à ce que Mrazec admettait la nécessité d'actions tectoniques pour la mise en mouvement des dômes de sel. En effet, P. Fourmarier (1949, p. 638) ajoute : « Pour Mrazec, tous les dômes de sel résultent en dernière analyse d'une poussée tangentielle, même là où les allures en surface paraissent des plus tranquilles, comme c'est le cas au Texas. »

Si l'on quitte le problème des dômes de sel, il apparaît que les accidents diapiriques les plus classiques sont des « plis à noyau perçant ». M. Gignoux (1930, p. 334) écrit : « Nous dirons qu'il y a diapirisme lorsqu'un noyau ou une bande de terrains plus anciens est entouré de toutes parts par une surface de contact anormal le séparant des terrains plus récents redressés et étirés le long de cette surface ». Comme l'indique J. Goguel (1952, p. 134), « L'usage paraît avoir précisé cette définition, en restreignant le mot diapir au cas où le noyau perçant est formé d'une roche plastique... »

Mais il me semble que cette définition est à nouveau débordée, lorsqu'on range dans les phénomènes diapiriques le laminage de terrains plastiques à la base de nappes de glissement, et la formation des semelles triasiques du Tell méridional. Certes, il peut y avoir tous les termes de passage entre les « plis à noyau perçant » et les « semelles ». J. Goguel (1952, p. 136) rappelle en outre que « dans beaucoup de régions, on n'observe guère de diapirs que sous la forme de pointements de sel, jalonnant des surfaces de contact anormal. Le déplacement relatif des deux lèvres a évidemment déterminé des conditions mécaniques très favorables à la progression du sel, ou plus généralement, de la roche plastique. »

Lorsqu'on observe la semelle triasique de l'unité C, dans le Tell algérien, on s'aperçoit que le Trias repose en discordance tectonique sur les unités plus profondes, et supporte des terrains affectés d'un rabotage basal accentué. Les couches situées au contact du Trias ne sont ni « redressées » ni « étirées ». En se fondant sur la définition de M. Gignoux, ce Trias n'est pas diapirique. J'estime qu'il est nécessaire de le dénommer Trias lubrifiant, ainsi que l'a fait L. Glangeaud (1932a, p. 553) dans le N° de la province d'Alger.

D'ailleurs, les lames triasiques supportant les nappes semblent avoir reçu, de la plume même de Mrazec, une dénomination spéciale. M. Gignoux (1930, p. 355) écrit en effet : « On peut supposer qu'à l'origine des plissements alpins, il y a d'abord eu de longues zones d'injections salifères, analogues à celles qui, encore maintenant, apparaissent dans les parties les plus jeunes des Précarpatates roumaines, et que Mrazec a fort justement qualifiées de *nappes naissantes*. Ces zones salifères ont été ainsi les points de départ des surfaces de discontinuité entre les nappes. »

En conclusion, il semble nécessaire de distinguer, en Algérie tout au moins :

— Les « dômes de sel », tels que le rocher de sel de Djelfa, dont on peut expliquer la venue au jour par l'effet de charge des sédiments superposés au Trias. La formation de l'amas triasique, en profondeur, est sans doute le résultat de dislocations tectoniques, car le rocher de sel contient des fragments de roches probablement primaires. Il s'agirait par conséquent, dans une certaine mesure, aux premiers stades de l'évolution, d'un phénomène diapirique.

— Les diapirs proprement dits, ou plis à noyau perçant. Je n'en connais aucun exemple en surface, dans la région des Biban, si ce n'est au titre de manifestations secondaires. En effet, les semelles triasiques présentent des renflements locaux, qui ont tendance à percer les couches surincombantes, mais on ne voit nulle part de Trias montant de la profondeur et alimentant les semelles.

Sans doute peut-on encore qualifier de diapiriques certaines intrusions de la zone des Babors, et peut-être se trouve-t-il de véritables diapirs sous certaines nappes du Tell.

— Les coussinets ou semelles lubrifiantes, ayant facilité le glissement de diverses unités allochtones. De ces semelles émanent souvent des diverticules ou intrusions latérales, jalonnant des contacts secondaires. Ces intrusions ont pu se produire dans les terrains situés au-dessus de la semelle principale, ou dans les terrains sous-jacents. Dans ce dernier cas, on est en présence d'accidents analogues aux « diapirs descendants » de C. Bordet (1952). La discontinuité des lames triasiques et leur injection dans les unités

encaissantes, ne sont pas spéciales à l'Algérie. De telles particularités sont connues dans les nappes alpines, à la limite externe de la zone du Flysch et à la base de la nappe des Schistes lustrés (Gignoux M., 1930, p. 355).

Les roches plastiques, d'âge essentiellement triasique, étalées à la base des nappes du Tell méridional, sont actuellement privées de toute relation avec les éventuels diapirs ayant permis l'ascension du Trias. Sans doute, au cours de l'évolution, y a-t-il eu passage entre plis diapirs déversés et étirés, lames formées par injection de Trias dans des fractures, et semelles lubrifiantes des nappes de glissement. Mais il est nécessaire de choisir, dans une description objective, le vocabulaire de L. Glangeaud (1932a, p. 553) qui distingue nettement Trias diapir et Trias lubrifiant. A partir de renflements des semelles, ou grâce à la transformation de l'anhydrite en gypse, le Trias a pu jouer secondairement et localement en diapirs. C'est ce qu'indique L. Glangeaud, en particulier dans la région de Novi (feuille Cherrhell). Mais il s'agit là de manifestations très accessoires, et totalement indépendantes de la mise en place de l'allochtone.

2° Formation et déplacement des nappes :

Comme le Trias, les sédiments secondaires et tertiaires qui entrent dans la constitution des nappes ont dû tout d'abord être amenés dans des conditions favorables à leur glissement. Il nous faut donc envisager les phénomènes qui ont permis la séparation des terrains promus au décollement, le déclenchement des nappes, leur déplacement à l'intérieur du Tell et leur mise en place définitive dans la position qu'elles occupent actuellement. Les processus envisagés appartiennent aux types suivants :

- Expulsion des nappes par compression et éjection.
- Décollement et refoulement des terrains plastiques, sur le flanc d'une intumescence s'élargissant de proche en proche, ou grâce à la surrection de rides successives.
- Décollement sur le flanc d'une intumescence localisée dans le domaine kabyle, et glissement sur un glaciais à faible pente.

a. Compression et éjection :

On admet généralement, à la suite de L. Glangeaud (1932a, b) que la nappe du Flysch est née par compression et éjection sous la poussée des massifs kabyles. Une explication analogue permet de rendre compte de l'évolution de la zone intermédiaire,

domaine des « écailles éjectées » (Caire, Glangeaud, Mattauer et Polvéche, 1953, p. 959). Le revêtement plastique des « Écailles intermédiaires » aurait été expulsé vers le S, grâce à la surcharge de la nappe du Flysch ou même, localement, des massifs kabyles.

L'évolution des domaines septentrionaux expliquerait ainsi la formation de l'unité C et des parties hautes de l'unité B. Elle implique un retrécissement du bâti par écaillage. Cette dernière interprétation est présentée par P. Fallot (1952) pour expliquer le charriage périphérique de la série marno-schisteuse du Rif espagnol. La couverture a dû « par inertie, se désolidariser des écailles listriques qui jouaient sous elle et déborder à l'extérieur, vers le S ».

Dans le domaine du sillon tellien, au contraire, il n'existe pas de preuves d'un écaillage accentué du tréfonds. En tout état de cause, un tel phénomène ne peut affecter que le socle anté-triasique.

Dans le domaine présaharien, on connaît des traces évidentes, mais très locales, d'un écaillage vers le S. C'est le cas pour la chaîne des Azerou, pour les « écailles éocrétaciques du plateau sétifien » (Savornin J., 1920a ; Joly A., 1910, 1911, Joly A. et Joleaud L., 1909), pour certains bombements subautochtones tels que le Dj. Choukchot.

La phase de compression, écaillage et éjection, qui affecte donc essentiellement le domaine kabyle et la zone intermédiaire, ne peut être considérée comme instantanée. C'est pourquoi, en l'absence d'arguments chronologiques précis, il n'existe pas de contre-indications à admettre que cette phase débute à l'Éocène supérieur. Suivant les interprétations de L. Glangeaud (1951, 1952a, b, c), la période oligocène aurait vu se produire les phénomènes compressifs biliminaires, par resserrement progressif des pièces de la mosaïque méditerranéenne. Eu égard au tonnage mis en jeu, la compression, l'empilement des écailles et la surrection du bourrelet kabyle, correspondraient bien à la phase paroxysmale de la tectogénèse tellienne. Mais la progression des nappes de glissement daterait, pour l'essentiel, du Miocène inférieur.

Toutefois — et j'empiète ici sur le prochain chapitre — M. Durand-Delga (1955a, p. 106 ; 1956c, pp. 319-320) a proposé une autre interprétation : Le Flysch crétacé se serait tout entier déposé au N de la chaîne calcaire. Il se serait décollé avant l'Oligocène supérieur, grâce à un exhaussement relatif des massifs kabyles. La nappe du Flysch *s. str.*, bordant la chaîne calcaire, ne serait qu'une partie du Flysch écoulé vers le S, secondairement pincée sous le front chevauchant des massifs kabyles.

Cette nappe du Flysch a cependant glissé vers le S au cours du Miocène. Le Flysch se serait donc déplacé en deux étapes. De toute façon, l'interprétation de M. Durand-Delga ne conduit pas à modifier l'évolution tectonique des régions situées au S des massifs kabyles, depuis le dépôt de l'Oligocène supérieur.

b. Décollement, refoulement et glissement gravitationnel :

Pour expliquer de façon monogène le déclenchement et la progression des nappes de glissement, on a été rapidement conduit à envisager le déplacement d'une flexure monoclinale ou d'une ride, provoquant le décollement et le refoulement de la couverture plastique. Dans le premier cas (flexure), on fait appel à une intumescence s'élargissant de proche en proche. Dans le second cas, on considère la propagation d'une déformation positive affectant, à chaque instant, une zone relativement étroite. Le phénomène peut se traduire par la naissance de rides successives, graduellement échelonnées dans le temps et l'espace, ou par le déplacement d'une ride unique. Ces hypothèses doivent être confrontées avec les faits.

On peut noter ici que la propagation de divers phénomènes a été comparée à celle d'une onde. On parle aussi bien d'onde de granitisation (Teilhard de Chardin P., 1946) que d'onde de plissement, de déformation, d'ajustement, etc.

Dans les Alpes occidentales, M. Bertrand avait déjà noté en 1886 que la propagation du plissement s'est effectuée de la zone centrale vers le N. M. Gignoux (1948a, p. 739 et 755 ; 1948b, p. 95) admet le déplacement, à travers l'édifice alpin, d'une « onde d'intumescence ». M. Gignoux et L. Moret (1952, p. 366) emploient l'expression d'« onde de surélévation », et écrivent : « ... la surélévation du socle profond, sur le talus occidental duquel glissait la couverture, a dû, comme une onde d'une extrême lenteur, se propager au cours des âges de l'Est à l'Ouest... »

Dans le Tell algérien, L. Glangeaud (1952b, c) a pu expliquer la progression des nappes par une onde d'ajustement, qui devrait être nommée, plus précisément, « propagation géophysique de l'ajustement isostatique et de la relaxation post-paroxysmale ». Avant et après le passage de l'onde de plissement (compression), les jeux verticaux ont dominé, en donnant des fossés subsidents, des flexur-graben.

J'avais moi-même essayé de rendre compte de la mise en place des nappes dans la zone subbibanique en faisant intervenir une onde de plissement (Caire A., 1951b, fig. 4 ; 1952a, p. 54). Dans cette zone, les nappes se sont mises en place pendant le Miocène inférieur, mais le glissement de l'unité A semble légèrement antérieur à l'arrivée de l'unité B, l'arrivée de l'unité B légèrement antérieure à celle de l'unité C. Cependant, les périodes de glissement de ces trois unités ont dû chevaucher l'une sur l'autre. En outre, l'ordre d'arrivée des unités B et C ne correspond pas nécessairement à leur ordre de départ. Si l'on admet que les unités supérieures se sont décollées les premières, et qu'elles ont entraîné les lames inférieures, on peut envisager une onde se déplaçant du N au S (Glangeaud L., 1952b, c). Si au contraire les unités supérieures se sont décollées en dernier lieu, il vaudrait mieux considérer le déplacement de l'onde du S au N (Mattauer M., 1956d). Le sens de déplacement de l'onde n'est donc pas évident.

On pourrait encore invoquer, pour expliquer l'évolution du Tell, la formation de rides successives, assurant le transport progressif des masses allochtones. Une telle hypothèse a été présentée par les géologues toscans, pour rendre compte de la structure de l'Apennin. La théorie des « rugha tettonica » a été développée par L. Trevisan, C. I. Migliorini (1948a, b) et G. Merla (1951). Un bon résumé en a été donné par A. Almela et J. M. Rios (1953). On doit noter que l'hypothèse de la formation de rides non synchroniques a déjà été envisagée pour les chaînes hercyniennes, en Belgique et en Sarre (v. Fourmarier P., 1949, p. 594). On a considéré en outre un déplacement de rides dans les Appalaches (*ibid.*, p. 598).

Mais si l'on s'en tient aux « rugha » italiennes, il faut se rappeler que de tels accidents donnent naissance à des structures particulières : les « cunei composti » — coins composés —, bombements affectés d'un écaillage plus ou moins accentué. Peut-on découvrir la trace de telles structures dans toute la longueur du Tell, sur des emplacements assez proches l'un de l'autre pour que l'allochtone ait pu être repris en charge, de ride en ride, jusque en bordure des hauts-plateaux ? J'assimilerais volontiers à des coins composés les bombements de la zone subbibanique, dont le type est représenté par le Dj. Choukhot, et la chaîne bibanique, considérée dans son ensemble. En d'autres régions du Tell, on pourrait qualifier de rides tectoniques l'anticlinal de Blida, le Bou Maad, les amygdales de la zone III de L. Glangeaud. Mais tous ces éléments ne sont pas suffisamment continus d'E en W. Peut-on admettre qu'ils se relaient assez étroitement pour que la progression des nappes ait été assurée dans tous les tronçons du Tell ? Il est difficile d'évaluer le travail effectué par chacune de ces rides locales et j'estime qu'une réponse est actuellement très subjective.

On pourrait certes tourner la difficulté en supposant que ces rides étaient jadis beaucoup plus longues et continues qu'à l'époque actuelle. Ce serait dire qu'elles ont subsisté par tronçons, qu'elles se sont atténuées ou que la déformation s'est complètement effacée en certaines de leurs parties. Lorsqu'aucune trace n'en subsiste, on peut évoquer le passage de la réglette entre la table et la toile cirée couverte de miel, image d'intumescence présentée par M. Gignoux (1948b, p. 91).

En ce qui concerne plus particulièrement le Tell nord-hodnéen, on doit se demander quel est, parmi les divers processus envisagés ci-dessus, celui qui correspond le mieux aux faits observés. Comme l'indique un résumé de l'évolution (pp. 755-758), on peut mettre en évidence un certain nombre de « soulèvements » qui se succèdent du N au S, en affectant successivement :

- la terre nord-kabyle (Tyrrhénide), à l'Oligocène supérieur ;
- le domaine kabyle, vers la limite Oligocène — Miocène ;
- le domaine du Flysch, la partie médiane (?) du sillon tellien, la partie méridionale du sillon tellien (zone bibanique), puis le domaine présaharien, à des époques successives du Miocène I.

S'agit-il d'une intumescence s'élargissant progressivement, le pays situé en arrière du front de déformation restant soulevé,

où d'une ride étroite se déplaçant entre deux zones déprimées. La première solution semble la meilleure lorsqu'il n'existe pas, à l'arrière des nappes, de dépôts attribuables au Miocène I. Cependant, le pays situé au N du front d'intumescence pouvait être affaissé, mais pas autant que l'avant pays méridional, le premier ne pouvant être envahi par la mer, alors que le second l'était.

Si l'on pouvait admettre que la mer du Miocène I était toujours cantonnée, sur le bord méridional de l'intumescence, dans un sillon compensateur, on pourrait préciser la chronologie du Miocène I. Ainsi, le sillon du Flysch aurait commencé à fonctionner avant le sillon présaharien. Mais une telle loi ne vaut pas pour tous les sillons du Miocène I reconnus dans le Tell. Ainsi, le sillon médio-tellien (v. p. 755) fonctionnait dans l'Algérois bien avant que se forme le sillon plus septentrional du domaine du Flysch (v. Mattauer M., Bull. Soc. géol. France, (6), t. 6, p. 901).

c. Déplacement sur glacis d'érosion et synthèse des interprétations (pl. VI) :

Mais un problème plus important subsiste : Le soulèvement reconnu dans le Tell méridional a-t-il suffi pour assurer le glissement des nappes supérieures et pour déclencher le glissement de la nappe A ? Il ne devait pas être plus important — ni même sans doute aussi intense — que d'autres soulèvements reconnus à diverses époques. Ainsi, la naissance, au Plio-Quaternaire, d'importants reliefs, n'a provoqué le glissement d'aucune nappe, ni le jeu des nappes miocènes. Le jeu d'une intumescence n'est donc peut-être pas suffisant pour expliquer, à lui seul, les « charriages » du Tell méridional.

J'ai donc été conduit à rechercher des hypothèses complémentaires, pour expliquer ces phénomènes (Caire A., 1956c). Avant d'en reprendre les termes, je crois nécessaire de rappeler certaines données acquises dans les précédents chapitres.

Le domaine kabyle est un pli de fond, qui a manifesté une tendance à peu près continue à la surrection, pendant le Secondaire et le Tertiaire.

Après le dépôt du Nummulitique supérieur, le bord méridional du domaine kabyle a été affecté de charriages cisaillants. Les plans d'écaillage observés dans la chaîne calcaire sont actuellement déformés et redressés. Mais cette déformation résulte en grande partie de mouvements de surrection, d'âge miocène inférieur et, surtout, plio-quaternaire. Dans les parties internes de la chaîne, même parfois au voisinage de la surface (partie orientale du Djurdjura), les contacts anormaux sont voisins de l'horizontale (v. Flan-drin J., 1952b, p. 32). Ils viennent même jusqu'à plonger vers le S dans le

massif de Chellata (Duplan L., 1952, pl. I, écaille II). A l'origine, les écailles de la chaîne calcaire devaient être, par conséquent, séparées par des failles plates ou plongeant modérément vers le N.

Le violent écaillage du domaine kabyle correspond au paroxysme de serrage des cratons méditerranéens, c'est-à-dire au climax de la phase biliminaire de L. Glangeaud. Pour comprendre sa signification dans le cadre de la Berbérie, on ne peut mieux faire que de citer les lignes suivantes, dues à P. Fallot (1941c) :

» Au Tertiaire, le pli liminaire africain, affrontant au Nord le bâti européen par les charriages bétiques, s'est trouvé bloqué. La réaction vers le Sud se serait alors traduite par l'écaillage profond du socle africain sous le Rif et le Tell, par la rupture et les chevauchements limités, mais dirigés vers le Sud, du bord méridional du pli liminaire (zone paléozoïque du Rif, Kabylies), enfin par les charriages concomitants du Rif moyen et de la zone du Flysch de l'Algérie. La poussée vers le Sud, dont témoigne l'Atlas saharien, serait une lointaine répercussion de ces accidents en retour ».

Dans le même ordre d'idées, L. Gentil (1912) explique la structure de l'Atlas saharien par un déplacement des hauts-plateaux du NE au SW. Ce déplacement daterait du Néogène et serait d'environ 25 km.

Mais revenons au domaine kabyle. Après le dépôt de l'Oligocène marin, sous les faciès numidien et kabyle, c'est-à-dire à l'Oligocène terminal ou à l'orée du Miocène, la chaîne calcaire et le bâti primaire se soulèvent. La surrection est bientôt suffisante pour alimenter les dépôts grossièrement détritiques du Miocène I, qui repose sur le domaine du Flysch. Nul doute que cette surrection du domaine kabyle ne provoque la déformation des plans d'écaillage reconnus dans la chaîne calcaire. Or, c'est dans la même période que les nappes supérieures entreprennent leur migration à l'intérieur du Tell. Ne peut-on reconnaître dans la surrection kabyle et le glissement de la nappe C une relation de cause à effet ?

Quelle était alors la situation des Flyschs crétacé et numidien appartenant au « domaine du Flysch » ? La partie externe de cette masse plastique devait chevaucher déjà la zone intermédiaire (Babors et équivalents latéraux) et recevoir les dépôts miocènes signalés plus haut. La partie interne devait être, pour sa part, chevauchée par la bordure S du domaine kabyle. Et voici que le domaine kabyle se soulève !

Je suppose alors que la surface de chevauchement séparant domaine kabyle et domaine du Flysch atteint une position voisine de l'horizontalité.

A ce moment, l'épaisseur de l'édifice superposé à la semelle triasique de la nappe du Flysch, est suffisante pour que soit atteint le seuil de plasticité du Trias gypso-salin. Le glissement de la nappe du Flysch peut donc se produire.

Dans cette hypothèse, une partie de la zone du Flysch, devait être expulsée vers le S. Suivant qu'elle rencontrait ou non un talus d'érosion à faible pente vers le S, l'unité C pouvait progresser

plus ou moins loin dans cette direction. Mais il devait arriver que l'érosion et l'étalement de la nappe C sous l'influence de son propre poids, entraînent une diminution de son épaisseur. La pression exercée sur la semelle triasique diminuant elle aussi, la nappe devait alors s'arrêter (Goguel J., 1950, 1951). Actuellement, les lambeaux de l'unité C, soumis à l'érosion du Miocène au Quaternaire, offrent une épaisseur assez constante, voisine de 500 m.

Cependant, la nappe C, ayant glissé vers le S, reposait alors sur le Sénonien schisto-calcaire de la partie N du sillon tellien, infiltré de Trias dès l'Éocène ou le Crétacé. Ce Sénonien pouvait donc se mettre en marche à son tour et transporter la masse passive de la nappe C, jouant dès lors un simple rôle de surcharge et demeurant en position normale, comme les séries supérieures au Crétacé dans le Prérif (Lacoste J., 1940). Cette unité sous-jacente à la nappe C représenterait la nappe B du Tell algérien. Aux points où l'épaisseur de la nappe C demeurait suffisante, cette nappe pouvait continuer à se déplacer d'une manière autonome. Certains de ses lambeaux pouvaient d'ailleurs être en retard ou en avance sur l'unité B. (Cette unité est arrivée avant C dans la zone subbibanique, mais cela ne signifie pas qu'elle se soit décollée avant l'unité C).

La déformation des plans de cisaillement reconnus dans le Tell septentrional permettrait ainsi de comprendre la formation des *nappes de glissement* supérieures. Mais, comme on l'a déjà vu, la progression d'un front d'intumescence ne suffit peut-être pas pour expliquer le déplacement de ces nappes dans le Tell méridional, ni pour rendre compte du décollement et du glissement des lames inférieures. C'est ici que peut intervenir la notion d'une pédiplaine, formée de glacis rocheux emboîtés, et présentant une pente de quelques degrés vers le S. Dans le sillon sud-tellien où s'est effectué le dépôt du Miocène I, ce dernier repose en discordance totale sur les formations antérieures, et les conglomérats de base sont généralement peu développés, parfois même absents. Comme l'avait déjà fait remarquer J. Savornin (1920a) le sol avait été nivelé, au S du Dj. Mansourah, sur plus de 100 km² avant la transgression miocène. Les argiles et grès constituant la majeure partie du Miocène témoignent eux aussi de l'absence de reliefs importants en bordure du sillon. Il apparaît ainsi que les premiers sédiments miocènes ont recouvert une surface d'érosion très évoluée analogue à la surface « pré-hammadienne » du

Maroc. Au N du sillon miocène sud-tellien, cette surface a pu niveler des plis à grand rayon de courbure, de direction présaharienne, obliques à la direction tellienne E-W. Il n'est pas téméraire de penser qu'une telle pédiplaine, formée de glacis se développant chacun pour son propre compte, ait atteint, entre l'Éocène moyen et le Miocène II, une largeur de plusieurs dizaines de kilomètres, et que les unités B et C aient pu se déplacer à sa surface, pour atteindre le Tell méridional. Les irrégularités éventuelles de cette surface auraient d'ailleurs pu être nivelées par la nappe B. On connaît en effet, en divers lieux (Chaîne des Biban, Djebel Choukchot) des structures qui ne peuvent s'expliquer que par l'action mécanique des nappes sur leur substratum. Cette même nappe était aussi capable de combler des creux de la surface topographique.

Reste le problème de l'unité A. Cette dernière provient du Tell méridional, qui était bordé au Miocène I, par le sillon subsident sud-tellien. L'unité A a pu glisser sur le talus septentrional du sillon. Mais il vaudrait mieux ne pas recourir à cette hypothèse supplémentaire, et l'on peut imaginer un décollement des lames de l'unité A sous l'influence de la surcharge de B et C, ou bousculées devant celles-ci. Le bourrelet frontal des masses allochtones aurait alors glissé dans le sillon miocène sud-tellien. Les klippes sédimentaires sénoniennes et éocènes (appartenant à la lame A₂) et les lambeaux de Lutétien supérieur (appartenant à A₃) observés dans le Miocène de l'unité A₁, témoigneraient du début de ce glissement sur le talus sud-tellien. Pour sa part, la disposition des nappes supérieures montre que B et C ont progressé indépendamment l'une de l'autre. Il n'est pas possible de dire si elles ont glissé dans la mer. Cette dernière, sans doute peu profonde, avait pu être comblée, dans la partie N du bassin, par l'unité A. Enfin, les unités supérieures se sont arrêtées, sous l'influence, soit d'un étalement, soit de mouvements de substratum.

Ainsi, lorsqu'on admet que le jeu de l'intumescence ne rend pas compte de tous les faits observés, on est conduit à imaginer l'existence d'un talus à pente régulière, couvrant une importante partie de l'Algérie septentrionale. Ce talus aurait dû s'étendre sur une distance NS voisine de 100 km, au moins le long de certains méridiens.

Les nappes affleurant dans la zone subbibanique n'ont jamais dû atteindre une énorme épaisseur. En dehors des raisons déjà données, on signalera l'absence de véritables mylonites à la base des lames dépourvues de Trias. Ainsi, les lambeaux calcaires décollés dans la zone bibanique reposent — et ce n'est même pas une règle générale — sur une brèche mécanique (kakirite).

Actuellement, l'édifice allochtone sud-tellien offre une épaisseur de 1 000 à 2 000 m. On peut admettre qu'en chacune de leurs positions successives, les nappes ont atteint une puissance d'au moins 2 000 m, mais n'excédant pas 3 000 m. Selon J. Goguel (1952, pp. 206-207), le glissement de terrains sédimentaires, reposant sur une semelle gypsifère, est possible sous une pente de 11° pour une série épaisse de 1 000 m, de $3^{\circ},5$ pour une série de 3 000 m. Sur leur coussinet gypso-salin, les nappes B et C ont donc pu se déplacer sur une pente que l'on peut très approximativement situer entre 3° et 5° . L'unité A, généralement dépourvue de Trias, mais glissant — au moins en partie — dans la mer, s'est peut être déplacée sur une pente de valeur analogue. Or, les pédiments offrent des pentes qui, en bordure des versants rocheux, atteignent et dépassent 10° , mais qui s'abaissent considérablement vers l'aval et se maintiennent, sur de longues distances, entre 3° et 0° (3° à $0^{\circ},7$ dans la région étudiée par Kirk Bryan (v. Baulig H., 1951, p. 98) ; 2° à 0° dans le Sud Oranais (Cailleux A., 1949b) ; $2^{\circ},5$ à 1° dans le Hodna (Despois J., 1953). Les nappes de glissement du Tell méridional ont donc bien pu se déplacer sur de telles surfaces. Mais, dans l'hypothèse d'un immense talus s'inclinant vers le S à travers une grande partie du Tell, on est conduit à admettre une dénivellation de plusieurs milliers de mètres entre le domaine présaharien et le domaine kabyle.

Or, on a tendance à considérer que les reliefs montagneux de l'Afrique du Nord ne datent que de la période quaternaire. Cette notion repose en particulier sur l'absence d'éboulis dans les séries plus anciennes. Mais la disparition des éboulis n'est-elle pas due justement au mode d'érosion particulier qui donne naissance aux pédiplaines ? Les débris anguleux seraient étroitement localisés au pied des versants escarpés. Ils seraient désagrégés, ou amenuisés sur les pentes faibles. Je ne vois donc pas de raisons essentielles permettant de nier l'existence de reliefs importants, au sein du domaine kabyle, lors du déclenchement des nappes de glissement.

D'ailleurs, on peut tourner la difficulté en nuancant les précédentes hypothèses. Le pédiplaine aurait pu être constituée par la fusion de glaciais, les uns descendant vers le sillon miocène sud-tellien, les autres vers l'emplacement du sillon miocène installé sur le domaine du Flysch. Les glaciais inclinés vers le N auraient été soulevés par l'intumescence kabyle s'élargissant vers le S. Dans ce cas, on n'aurait plus à rendre compte de fortes dénivellations, uniquement dues au bombement localisé dans les massifs kabyles.

Si l'on veut offrir, pour conclure, une synthèse entre les interprétations qui viennent d'être exposées, on peut se représenter une intumescence, née dans la terre nord-kabyle, se propageant et s'affaiblissant progressivement vers le S. Les compressions et l'écaillage qui se sont manifestés dans la partie méridionale du domaine kabyle et dans la zone intermédiaire, ont provoqué l'éjection des nappes supérieures. Le décollement de la nappe A s'est effectué sous la charge des nappes supérieures. Dans le Tell méridional, deux phénomènes rendent compte de la progression

des nappes : refoulement sur le front de l'intumescence, et glissement sur un glacié d'érosion.

Ce schéma permettrait de comprendre bien des particularités structurales observées dans la zone I, dans les nappes et dans leur substratum. La tectogénèse dermale (au sens de R.W. van Bemmen, 1955) du bourrelet primaire, l'écaillage, puis le soulèvement de la partie septentrionale du Tell expliqueraient la formation des nappes supérieures. L'existence d'un glacié d'érosion, sans doute polygénique, permettrait de comprendre leur glissement (tectogénèse épidermale de R.W. van Bemmen). La combinaison de ces dispositifs expliquerait pourquoi les sédiments plastiques du Tell ont donné naissance à des nappes de glissement pendant le Miocène inférieur et non pas à d'autres époques. On comprendrait aussi pourquoi les nappes A, B et C offrent localement des limites incertaines, puisqu'elles résultent d'un décollement de proche en proche.

Mais cette interprétation devra être confrontée avec les faits connus dans toutes les parties du Tell, avant de pouvoir être développée dans toutes ses conséquences.

V. — HISTOIRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

(v. fig. 148, p. 716, et pl. VI)

Dans la partie du Tell algéro-constantinois qui s'étend au N du Hodna, on peut distinguer, du Trias au Quaternaire récent, trois grandes périodes d'évolution :

— *une période prétectogénique*¹, comprenant tout le Secondaire et s'achevant aux abords de la limite Lutétien — Bartonien.

— *une période tectogénique*, débutant à l'Éocène supérieur et se terminant au cours du Miocène inférieur, avant le dépôt des formations post-nappes.

— *une période orogénique*, commençant avec le dépôt du Miocène inférieur post-nappes, et se poursuivant jusqu'à l'époque actuelle.

1. A la suite de P. Fourmarier (1949, p. 580), je considère le tectogène comme une zone de dislocation dépassant ou non le niveau moyen des mers. Tectogène a donc un sens plus vaste qu'orogène, ce dernier terme qualifiant une zone de relief continental, c'est-à-dire un tectogène émergé. Par ailleurs, L. Glangeaud (*Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 6, 1956, p. 869) nomme « tectorogène un édifice géologique, fortement plissé (tectogénèse), ayant subi d'abord un rapprochement important de ses deux bords, puis un soulèvement orogénique ».

La première période est caractérisée par l'ampleur des phénomènes de sédimentation, la seconde par l'intensité des dislocations. Mais on sait que, dans l'édification d'une chaîne de montagnes la sédimentation et la tectogénèse se fondent en un ensemble continu. D'autre part, l'évolution n'est pas synchronique dans les diverses parties du Tell. Enfin, les repères chronologiques sont plus ou moins abondants et plus ou moins précis suivant les régions. Il est donc malaisé d'établir une coupure précise entre les deux premières périodes.

A un autre point de vue, on note, en certaines régions, que l'une ou l'autre période offre des caractères mixtes : des dépôts importants s'y produisent pendant la tectogénèse, ou des dislocations importantes affectent une zone émergée.

Pour toutes ces raisons, la distinction de paroxysmes locaux s'impose, et il s'avère très difficile d'écrire une histoire commune aux diverses parties du Tell, dans un ordre strictement chronologique.

A. — Période prétectogénique

Certains auteurs en font une période de calme. Mais ce calme n'est pas absolu. Par opposition avec les périodes suivantes, on peut seulement dire que la sédimentation l'emporte sur la tectogénèse et l'orogénèse. C'est, pour reprendre un vocable de E. Haug, une période thalassocratique, s'opposant à la période géocratique qui lui succède.

L'évolution y est régie par le jeu monolimaire de la bordure continentale africaine, débutant au Trias, après les grandes disjonctions permo-triasiques. Les zones paléogéographiques s'étendent alors parallèlement au front sialique du craton africain, dans une direction approximativement E-W. Toutefois, aux approches de la plateforme continentale africaine, c'est-à-dire du bouclier saharien, ces zones EW sont parfois perturbées par des structures transversales. Ainsi apparaissent des variations longitudinales de faciès et les amygdales intra-telliennes.

Au cours de cette phase monolimaire, parfois qualifiée de géosynclinal, on reconnaît des mouvements précurseurs (au sens d'Holmes), se traduisant par des déformations de valeurs différentes :

— *déformations lentes*, à grand rayon de courbure, qui correspondent au creusement de sillons, et au soulèvement de seuils.

Entre le talus péricontinental saharien et le bourrelet liminaire

des Kabylies, on voit ainsi apparaître un sillon tellien, une zone intermédiaire et le sillon du Flysch.

En dehors des périodes de transgression et régression eustatiques, ces mouvements provoquent des avancées et des reculs de la mer, et surtout des variations dans la profondeur des eaux, entraînant une diversification des faciès.

— *déformations rapides*, accompagnées localement de dislocations relativement intenses. Les mouvements de cette catégorie sont particulièrement nets dans la sous-zone des Écailles intermédiaires de L. Glangeaud, les Babors et la zone sous-kabyle de M. Durand Delga, près de la limite Jurassique — Crétacé et vers la base du Sénonien. Ils permettent de définir une *zone intermédiaire*, entre le sillon tellien et le sillon du Flysch. On connaît aussi une phase emschérienne dans le domaine présaharien (Bou Taleb).

a. Trias :

Il importe de remarquer que les événements de la période anté-triasique sont inconnus dans le Tell méridional. Il est donc impossible de tenter des comparaisons avec la zone I. Les minuscules lambeaux du socle primaire, emballés dans le Trias allochtone, sont d'âge et d'origine douteuses. Dans la région des Biban, ils n'apparaissent que dans la semelle de la nappe C et peuvent être, comme cette dernière, originaires de la zone intermédiaire (Babors *s.l.*). En d'autres parties du Tell méridional, ils sont beaucoup plus nombreux et témoignent sans doute d'un écaillage plus accentué de la zone intermédiaire ou d'autres parties du Tell septentrional.

En ce qui concerne le Trias à faciès tellien, il est intéressant d'essayer de comprendre sa répartition originelle, et dans la mesure du possible ses variations d'épaisseur, avant les phénomènes tectoniques qui ont provoqué sa migration.

Dans l'Atlas saharien, le Trias est connu en diverses régions. Mais il n'apparaît pas dans l'autochtone présaharien, au voisinage de la région des Biban. Il est hypothétique de considérer le Trias comme le réservoir d'où provient la minéralisation du Crétacé inférieur du Dreât (v. p. 150).

Dans la zone subbibanique, on peut considérer comme provenant du Tell septentrional le Trias des nappes B et C. Mais le Trias du massif de Kasbah, provenant de la même région ou d'une région plus méridionale que le Sénonien néritique des lames A₁ - A₂, doit être originaire de la zone subbibanique. Le Trias du flanc inverse de l'anticlinal de Mzita et peut-être une partie de l'amas situé au N du Dj. Mzita, ont pu se mettre en place après l'arrivée des nappes, et proviendraient en ce cas de la zone subbibanique, ou de la jointure entre zones subbibanique et bibanique. De plus, les sources thermo-minérales du Hammam el Biban et du Hammam Ksenna témoignent de l'existence du Trias en profondeur. Toutefois, l'absence de Trias au pourtour des horts des Azerou est un fait étonnant. On est tenté d'en conclure que le Trias du tréfonds de la zone subbibanique, s'il n'est pas étroitement localisé, est cependant peu épais. Il se serait concentré localement pour donner des amas disjoints.

La partie méridionale de la zone bibanique, patrie des lames A_3 - A_4 , contient le complexe de la région de Sebkha (Caire A., 1955) qui peut être originaire de secteurs plus septentrionaux. La partie septentrionale de la même zone a livré le Trias de la lame B_1 .

La zone des Babors recélait originellement de très grandes masses de Trias, qui ont alimenté la lame B_2 et la nappe C. Le fait est beaucoup moins certain pour le domaine du Flysch, car la nappe du Flysch a pu récolter son Trias dans la zone intermédiaire (Babors).

Enfin, le domaine kabyle possède un Trias spécial, bien connu en affleurements, et qui n'est pas intervenu dans la constitution des nappes telliennes.

M. Gignoux (1946) a proposé une hypothèse, réfutée par P. Fallot (1946), suivant laquelle le Trias tellien proviendrait de la zone des Kabylies. La différence qui existe entre le Trias du Tell et de la chaîne calcaire serait due, pour Gignoux, à une sélection tectonique, analogue à celle observée dans les Alpes françaises. Mais des raisons péremptoires s'opposent à une telle interprétation (v. Glangeaud L., Aymé A., Caire A., Mattauer M. et Muraour P., 1952, p. 33).

On peut, en conclusion, formuler deux hypothèses sur la répartition originelle du Trias tellien.

Il a pu se déposer dans toutes les régions situées entre l'Atlas saharien et le domaine kabyle, son épaisseur variant du S au N. La puissance des argiles, roches carbonatées et évaporites aurait été relativement faible dans le subautochtone et la zone subbibanique, moyenne dans la partie méridionale de la zone bibanique, relativement importante dans la zone intermédiaire (Babors et équivalents latéraux), réduite ou nulle dans le domaine du Flysch.

La seconde hypothèse différerait de la précédente en ce que la zone subbibanique et la zone bibanique auraient contenu des masses triasiques d'épaisseur variable suivant les points. Certains secteurs, tels que celui des Azerou, en auraient été dépourvus. On pourrait imaginer que, dès cette période, ont joué des amygdales ascendantes analogues à celle des Zaccars, dans la zone III de L. Glangeaud. Un schéma analogue vaudrait peut-être pour la zone du Flysch.

À l'échelle du Tell algérien, les variations de faciès et d'épaisseur du Trias peuvent être expliquées par le début d'une évolution qui conduira, au Crétacé, à la diversification de zones de faciès longitudinales, approximativement E-W.

b. Jurassique :

Dans la région des Biban, le Jurassique n'est connu qu'à l'état de lambeaux emballés dans le Trias, et de galets dans le Sénonien des lames B_2 et C_1 . Les renseignements qu'ils peuvent fournir

sont trop fragmentaires pour livrer la clé de la paléogéographie de cette période.

On sait, d'après les travaux de J. Savornin, que la plupart des fragments rocheux contenus dans le Trias des contrées nord-hodnéennes, appartiennent à l'Infralias et au Lias, et semblent provenir de la même zone de faciès. Quant au jurassique en galets (v. p. 298) il provient de la zone intermédiaire par érosion des cordillères sénoniennes.

c. Crétacé :

Dès le début du Crétacé, les zones paléogéographiques du Tell se dessinent.

A l'*Eocrétacé*, le bourrelet liminaire des Kabylies s'individualise comme une zone ascendante, offrant l'allure d'un géanticlinal ou d'un chapelet d'amygdales. Ce bourrelet pouvait cependant présenter une morphologie complexe. Une de ses parties pouvait recevoir les dépôts type chaîne calcaire (v. pl. VI), alors que son flanc méridional voyait affleurer le socle cristallin et nourrissait la sédimentation détritique du domaine du Flysch. Ce dernier se dépose dans un sillon compensateur, et, bien que ce Flysch ait des affinités avec les dépôts telliens plus méridionaux, il est normal de l'associer au bourrelet liminaire. C'est ainsi que L. Glangeaud le range dans sa zone I, désignant le géanticlinal sous le symbole Ibc et la zone du Flysch par Id.

Dans la zone intermédiaire, on connaît, au moins localement, un faciès marneux à Céphalopodes, que j'ai observé dans la région d'Irîl Ali.

Dans le sillon tellien et le domaine présaharien, les faciès sont assez uniformes. Il s'agit de Flyschs, dont l'étude morphoscopique et l'analyse séquentielle ont permis de reconnaître les conditions de sédimentation. Dans l'Atlas saharien, la mer s'est retirée vers le N entre le Valanginien et le Barrémo-Aptien, puis s'est avancée vers le S à l'Aptien supérieur. Ainsi que l'admettait J. Savornin, l'Albien moyen peut être absent sur un assez vaste territoire. En tout cas, il est rarement caractérisé paléontologiquement. On sait d'ailleurs que, dans le massif des Zaccars (zone III de L. Glangeaud), l'Albien est nettement discordant, ce qui démontre l'existence d'un diastrophisme d'âge albien ou légèrement antérieur.

Le bassin épicontinental du domaine présaharien est peut-être accidenté de rides et de hauts-fonds locaux, d'aspect amygdalaire.

On peut ainsi présumer, à la fin de l'Éocrétacé, l'existence d'une amygdale ascendante sur l'emplacement et au voisinage des Azerou. Les courants sableux, provenant du continent saharien et alimentant, durant tout l'Éocrétacé, le domaine présaharien et la zone bibanique, auraient contourné cette amygdale, siège d'une sédimentation calcaire sub-récifale.

Lors de la grande transgression du Néocrétacé, le domaine kabyle et le domaine, voisin, du Flysch poursuivent leur vies indépendantes. C'est à peine si la sédimentation détritique du Flysch est interrompue au Vraconien — Cénomanien inférieur par le dépôt de quelques niveaux calcaires.

Mais la *transgression eustatique* tarit la source méridionale du quartz détritique. Dès l'Albien supérieur, et jusqu'à la phase tectogénique de l'Éocène, la sédimentation calcaire et marneuse prédomine. Cependant, le sillon tellien et le domaine présaharien s'opposent nettement. Le premier offre l'aspect d'une fosse subsidente, le second se présente comme un talus ondulé, de forme irrégulière, mais faisant corps avec la plateforme continentale saharienne.

L'Albien supérieur et le Vraconien sont riches en Ammonites et constituent pour cette raison d'excellents niveaux repères. Les marnes et calcaires présentent, entre le Dreât et les Azerou, un faciès très constant, peut-être hétérochrone dans le détail, mais l'analyse stratigraphique n'est pas assez précise pour que puisse être mesurée la rapidité de la transgression. Celle-ci apparaît donc comme un phénomène instantané, à l'échelle du sous-étage. Dans la zone bibanique, le faciès est différent. Les marnes et calcaires, riches en pyrite, sont plus sombres que dans le domaine méridional. Certaines couches sont totalement azoïques, ce qui révèle le caractère euxinique du milieu marin. Les variations de faciès qui se manifestent d'E en W au sein de l'Albien supérieur de la chaîne des Biban, peuvent être mises sur le compte de déformations transversales. Dans les Babors, les dépôts sont de même nature que dans la zone bibanique, alors que s'accumulent, dans le domaine du Flysch, des schistes à lentilles gréseuses. La sédimentation est sans doute interrompue dans le domaine kabyle.

Le Cénomanien est connu dans toutes les zones de faciès, excepté le domaine kabyle. La régularisation des conditions de dépôt s'accroît, ce qui est dû, très probablement, à une augmentation de la profondeur des eaux et, par conséquent, à l'immersion de régions de plus en plus vastes. La sédimentation calcaire se maintient dans tous les domaines méridionaux et affecte temporairement le domaine du Flysch.

Dans la zone bibanique, le Cénomanien inférieur présente les plus grandes analogies avec le Vraconien, mais, dans le domaine présaharien, il est plus marneux que le Vraconien. Au Cénomanien supérieur apparaissent des couches néritiques dans le domaine présaharien (Choukhot), des conglomérats dans la zone bibanique et localement dans les Babors. C'est l'indice

d'un soulèvement général, qui provoquera une diversification des faciès dans le Turonien.

Le Turonien est caractérisé dans le domaine présaharien par une sédimentation calcaire subrécifale. Dans la zone bibanique, il peut être représenté à sa base par des calcaires à silex, dans sa partie supérieure par des marnes et calcaires préjudant à la sédimentation vaseuse du Coniacien. L'étage est inconnu dans les Babors et le Djurdjura. Il entre sans doute dans la constitution de la série compréhensive du Flysch, et y comprendrait localement des horizons de phtanites.

L'épaisseur relativement faible du Turonien, son absence locale, la présence de roches siliceuses non détritiques en divers domaines, et la prédominance des calcaires sur les marnes, s'expliqueraient commodément grâce à la théorie bio-rhexistatique de H. Erhart (1956). Les terres émergées du Turonien auraient été couvertes de forêts, sous climat chaud et humide, et seule aurait pénétré dans le domaine marin la phase migratrice de la pédogénèse.

Le Sénonien comprend, dans le domaine présaharien, de nombreuses intercalations néritiques disparaissant, vers le N, dans les faciès vaseux du sillon tellien. Au sein de la zone bibanique règnent les marnes grises intercalées de bancs et lentilles calcaires souvent riches en Inocérames, et de rares niveaux conglomératiques. On passe progressivement à la zone des Babors où apparaissent, à divers niveaux, des lentilles plus ou moins épaisses de conglomérats. Ces derniers sont formés de débris parfois volumineux, empruntés surtout aux calcaires liasiques, au Crétacé et même parfois au Trias. Le domaine du Flysch voit se déposer des schistes avec grès ou microbrèches calcaires. Dans le Djurdjura se produit une transgression au Santonien, suivie de dépôts pélagiques interrompus avant le Danien. La phase tectonique anté-sénonienne, suivie de répliques, affecte principalement la zone intermédiaire. Elle est suivie de dépôts conglomératiques, dont les éléments fins se déposent jusque dans la zone bibanique et (?) dans le domaine du Flysch (v. fig. 40, p. 305).

d. Éonummulitique :

L'Éonummulitique est une période de transition, qui voit se produire les mouvements prémonitoires de la tectogénèse tertiaire, accompagnés de dépôts conglomératiques, lacunes et discordances. De nombreuses zones de faciès se diversifient. Dans la partie médiane du sillon tellien se poursuit une sédimentation pélagique, mais les bordures N et S du Tell se déforment et finiront par émerger à l'Éocène supérieur.

Le Dano-Montien se dépose en concordance sur le Sénonien du sillon tellien. Il est sans doute absent dans le domaine du Flysch qui commencerait à émerger. Dans le Djurdjura débutent les mouvements anté-lutétiens.

Au Thanétien et à l'Yprésien, le domaine présaharien et le sillon tellien constituent un bassin légèrement subsident, divisé en sillons où se déposent des calcaires plus ou moins riches en silex. La transgression est maxima à

l'Yprésien. Aucun dépôt n'est cependant connu dans le domaine du Flysch et dans la chaîne calcaire.

Au *Lutétien*, d'importantes déformations se manifestent dans le domaine présaharien, où le *Lutétien* inférieur est parfois transgressif. On observe une augmentation de profondeur du S au N et le *Lutétien* supérieur présente les faciès : littoral dans le domaine présaharien, néritique (avec lumachelles à *O. multicosata*) puis bathyal dans le sillon tellien. Le domaine du Flysch peut correspondre au « seuil lutétien ». Dans la chaîne calcaire se produit une transgression lutétienne.

A l'*Eocène supérieur* (et jusque dans l'Oligocène inférieur), un plissement et une puissante érosion se manifestent dans le domaine présaharien et les domaines septentrionaux. Seul subsiste, dans une partie de l'Algérie, un sillon résiduel que je qualifierai de médio-tellien (v. p. 755, note infrapaginale).

B. — Période tectogénique

Cette seconde période de l'évolution comprend plusieurs phases paroxysmales. Les dépôts se produisent pendant des périodes de calme relatif, ou pendant les phases de dislocation. Ils revêtent les faciès conglomératique, flysch ou molasse.

1° Age des sédiments antérieurs au Miocène post-nappes :

Dans le *Tell septentrional* se sont déposées deux séries distinctes par leurs faciès, mais dont les limites chronologiques ne sont pas très précises : Néonummulitique et Miocène inférieur.

Le *Néonummulitique*, sous ses faciès numidien et kabyle, est un dépôt synorogénique. Il comprend très probablement du Chattien et de l'Aquitaniien, mais peut-être descend-t-il plus bas dans l'Oligocène et monte-t-il dans le Miocène inférieur. Pour fixer le langage, je le considérerai comme Oligocène supérieur.

Le *Miocène inférieur* s'est déposé sur la zone du Flysch, alors que celle-ci s'avancait peut-être déjà sur la zone intermédiaire (Babors). Les dépôts qui lui sont rapportés ne dépassent certainement pas, vers le haut, le Miocène inférieur (au sens des Micropaléontologistes), mais il reste à prouver qu'ils n'ont, en aucun point, débuté à l'Oligocène terminal. D'autre part, ce Miocène s'est déposé avant le paroxysme du déplacement horizontal des nappes. Pour simplifier la terminologie, je le considérerai comme Miocène anté-nappes (Miocène I).

Dans le *Tell méridional*, on ne connaît, au sein de la région étudiée, aucune formation sédimentaire autochtone d'âge

oligocène. Mais le Miocène inférieur anté-nappes est largement représenté.

En dehors des périodes de sédimentation qui viennent d'être signalées, on peut se demander si l'émersion était constamment réalisée. Peut-être d'autres dépôts se sont-ils effectués, qui ont été totalement érodés.

On sait que, dans l'Algérois et l'Oranais, une partie du sillon tellien fut le siège d'une active sédimentation pendant le Priabonien, l'Oligocène et le Miocène inférieur. Peut-être en a-t-il été de même dans la zone bibanique. On s'expliquerait ainsi l'existence d'Oligocène dans l'unité d'El Mouilha, et la présence de Foraminifères éocènes remaniés dans l'Oligocène supérieur du Tell septentrional.

2° Phases tectogéniques :

Dans le Tell septentrional, on distingue souvent une phase anté-numidienne et une phase post-numidienne, auxquelles sont données diverses épithètes.

La première fut longtemps considérée comme éocène, post-lutétienne ou anté-priabonienne, lorsqu'on admettait la présence d'Éocène supérieur dans le Numidien. Divers auteurs la qualifiaient alors de *phase pyrénéenne*. Lorsque le Numidien fut rangé dans l'Oligocène supérieur, cette phase devait être étalée entre le Lutétien et l'Oligocène supérieur. En considérant le faciès grossièrement conglomératique de l'Oligocène kabyle, on peut même penser qu'un paroxysme orogénique a précédé de peu (et accompagné) le dépôt de cet Oligocène supérieur, que ce paroxysme est par conséquent d'âge oligocène, et que la phase tectonique anté-numidienne est une *première phase alpine*, ou *phase éo-alpine*. Mais je pense qu'on doit insister sur le fait que la *phase anté-numidienne* a pu débiter, dans le Tell septentrional, à l'Éocène supérieur. Elle peut évidemment comprendre plusieurs paroxysmes, et en particulier un paroxysme orogénique oligocène.

De même, la *phase post-numidienne* s'est effectuée entre l'Oligocène supérieur daté et le Miocène inférieur post-nappes. Elle peut s'étendre de l'Oligocène terminal jusqu'au sein du Miocène inférieur, et peut comprendre plusieurs paroxysmes. Toutefois, il ne serait pas abusif de la désigner sous le nom de phase tectogénique du Miocène inférieur, à moins d'en faire une « *seconde phase alpine* ».

Enfin, si l'on considère que le dépôt de l'Oligocène supérieur est de type synorogénique, il apparaît que les deux phases tectogéniques précédentes se fondent, avec la phase de sédimentation intermédiaire, dans un continuum qui représente une *période tectogénique priabono-miocène*. Pour le tectonicien, l'essentiel n'est pas de créer des qualificatifs pour désigner les divers paroxysmes, mais d'analyser la succession des phénomènes et leurs relations dans l'espace.

Dans le Tell méridional, l'absence de tout dépôt autochtone entre le Lutétien supérieur (avec Bartonien ?) et le Miocène inférieur permet encore moins de nuances que dans le Tell septentrional. Le plissement de l'autochtone présaharien (et de l'Atlas saharien), et la phase d'érosion qui suit, s'encadrent dans cette période, mais il est inutile de vouloir assigner des limites chronologiques précises à la phase tectogénique. Certes, la surface d'érosion recouverte par la mer miocène présente un caractère achevé. On peut en conclure que la phase glyptogénique anté-miocène fut longue, mais ce n'est là qu'une appréciation qualitative. L'évolution plio-quadernaire montre bien que les glacis rocheux (pédiments) ont pu être dégagés en moins de temps qu'il ne fallait à W. M. Davis pour créer une pénéplaine. Par conséquent, on peut considérer les déformations d'âge lutétien comme précédant de peu le plissement. Ce dernier se serait alors produit à l'Éocène supérieur. Mais on peut soutenir avec autant de vraisemblance que l'Éocène supérieur vit se dérouler une simple épirogénèse, sans plissement caractérisé, mais provoquant l'émersion. La phase tectogénique serait en ce cas d'âge oligocène. En conséquence, on ne peut, dans la région étudiée, cerner avec précision la phase tectogénique anté-miocène de l'autochtone présaharien. Elle peut se situer aussi bien à l'Éocène supérieur qu'à l'Oligocène.

Dans ces conditions, il paraît vain de vouloir établir des corrélations chronologiques entre les paroxysmes du Tell septentrional et du Tell méridional (y compris l'autochtone présaharien) dans la période qui précède le Miocène inférieur. Entre la première transgression miocène et le dépôt du Miocène II (post-nappes), les mêmes difficultés surgissent. Mais elles sont dues à l'absence de stratigraphie fine dans le Miocène inférieur.

3° Mise en place des nappes :

Dans le Tell septentrional, le problème de l'extension des nappes a déjà suscité des controverses (v. pp. 521-533). Mais les inter-

prétations concernant l'âge et le mode de mise en place des unités allochtones n'en sont pas non plus à leur terme. J'envisagerai seulement, dans ce paragraphe, les problèmes chronologiques.

Au contraire de ce qui se passe dans le Tell méridional, on ne connaît pas ici de Miocène inférieur autochtone recouvert par de grandes masses allochtones. Mais le Miocène inférieur de la nappe C présente des caractères intéressants. Il est transgressif sur le Flysch et contient en diverses régions de gros débris provenant de la chaîne calcaire et du Primaire kabyle. Par conséquent, la zone du Flysch et le domaine kabyle étaient encore proches l'un de l'autre au début du Miocène inférieur. La phase paroxysmale de glissement de la nappe C, qui l'a conduite à migrer dans le Tell méridional, n'est donc pas antérieure au Miocène inférieur. On sait de plus que la partie frontale de la chaîne calcaire recouvre localement l'Oligocène supérieur (massif de Chellata), mais, à la rigueur, on pourrait y voir l'effet de mouvements posthumes.

Certains observateurs ont pensé que la mise en place de la nappe du Flysch était antérieure au Numidien, car ils voyaient l'Oligocène supérieur recouvrir en discordance, sur la bordure S du Durdjura, à la fois la nappe du Flysch et la chaîne calcaire (pp. 532, 698, 726-727-).

Je considère le fait de cette discordance comme fort douteux. La bande oligocène en litige recouvre bien la chaîne calcaire en transgression, mais on ne peut démontrer qu'il n'existe pas de contact anormal entre Oligocène et Flysch. Pour des raisons générales, je considère même ce contact anormal comme logique et nécessaire, et j'admets que la chaîne calcaire a joué par rapport à la nappe du Flysch pendant le Miocène inférieur.

Mais supposons que le contact anormal n'existe pas. Il n'en résulte nullement que la nappe du Flysch se soit mise *en sa place et disposition actuelle* avant le Numidien. En effet, on peut admettre que la nappe du Flysch et la chaîne calcaire ont été charriées *ensemble* après le dépôt de l'Oligocène, par exemple au Miocène inférieur. On disposerait alors du schéma suivant : la masse du Flysch et la chaîne calcaire ont été disloquées et ont acquis une allure chevauchante avant le dépôt de l'Oligocène ; ces masses ont été charriées au Miocène inférieur. A vrai dire, le charriage de la chaîne calcaire n'est même plus nécessaire dans cette hypothèse. Il suffit d'admettre qu'au Miocène inférieur, seules les parties frontales de la masse chevauchante du Flysch se sont écoulées vers le S. La bande oligocène transgressive est ainsi respectée intégralement.

Dans l'interprétation qui vient d'être discutée, on peut admettre que le Flysch s'est déposé indifféremment au S ou au N de la chaîne calcaire. Dans la première éventualité, les relations entre chaîne calcaire et nappe du Flysch s'expliquent par un simple recouvrement de l'une par l'autre. Dans la seconde éventualité, il faut recourir à deux étapes successives : glissement du Flysch par-dessus la chaîne calcaire, puis soulèvement et chevauchement de la chaîne calcaire, qui encapuchonne et pince une bande

de Flysch constituant la nappe du Flysch *s. str.* Ces deux étapes devraient être anté-numidiennes.

Mais il existe une autre nuance d'interprétation : Pour M. Durand-Delga (v. ci-dessus pp. 727 et 734), le pincement de la nappe du Flysch par la chaîne calcaire pourrait être soit anté-numidien, soit post-numidien. Dans le dernier cas, un jeu relatif de la chaîne calcaire par rapport à la nappe du Flysch se serait produit immédiatement après l'Oligocène supérieur.

Il faut encore signaler une interprétation, qui a été avancée par certains géologues, et concerne l'âge de mise en place de la nappe du Flysch *dans le Tell méridional* (v. pp. 532-533).

Cette nappe aurait recouvert une partie indéterminée de la zone bibanique, avant le dépôt de l'Oligocène supérieur. L'Oligocène de la nappe C se serait sédimenté sur le Flysch charrié, puis l'un et l'autre auraient glissé vers le S au Miocène inférieur. On peut se demander *a priori* pourquoi la nappe du Flysch a stationné dans la zone bibanique, ou l'a parcourue avec une si grande lenteur, avant de se décider à couler dans la zone subbibanique. Mais des explications peuvent toujours être découvertes. Demandons-nous plutôt quels sont les faits qui justifient cette hypothèse.

Il existe, dans la zone subbibanique, des dépôts conglomératiques dont certains éléments proviennent de la zone bibanique (v. pp. 286-300). Ces dépôts ne sont pas datés, et peuvent donc appartenir à l'Oligocène. Or l'Oligocène de la zone subbibanique constitue, dans la région considérée, une partie de la nappe C, et il est associé au Flysch crétacé. Dans ces conditions, il est permis de penser que les dépôts conglomératiques non datés se sont déposés dans la région où on les observe actuellement, et que la nappe du Flysch était présente au voisinage.

Mais on peut aussi considérer que les conglomérats se sont formés à quelque distance au N de la zone bibanique, par exemple dans le domaine des Babors. Il n'est donc pas nécessaire d'imaginer que la nappe du Flysch recouvrirait la zone bibanique à l'Oligocène supérieur.

Et si l'on suppose que les conglomérats non datés sont post-oligocènes, on a toute liberté pour placer la nappe du Flysch où l'on veut pendant toute la période oligocène.

En somme, on peut dire qu'il n'est aucun besoin de charrier la nappe du Flysch sur la zone bibanique avant le Miocène inférieur. Certes, la nappe C est arrivée dans la zone subbibanique au Miocène, et sa progression n'a pas été instantanée, entre sa patrie septentrionale et la bordure sud-tellienne. Mais le Miocène inférieur est assez long pour que la nappe C ait pu se déplacer sur plusieurs dizaines de kilomètres au cours de cette période.

A la suite de ces discussions, rien n'empêche de considérer que la nappe du Flysch s'est déplacée sur la zone bibanique au Miocène inférieur. C'est même la solution la plus probable, compte tenu des arguments positifs développés ci-dessus, et tout particulièrement de la composition du Miocène formant la lame C₁.

Une telle évolution s'intègre dans le schéma proposé par L. Glangeaud (Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. 6, 1956, p. 867).

Après la période prétectogénique, correspondant à l'évolution monoliminaire de la bordure africaine, la période tectogénique se confond avec l'évolution biliminaire, qui résulte du rapprochement et de l'affrontement des blocs de la mosaïque méditerranéenne. La compression résultante agit progressivement sur le domaine kabyle, qui se soulève et se brise. Les charriages cisailants qui affectent le bord méridional du bourrelet kabyle peuvent débiter à l'Éocène supérieur ou à l'Oligocène. Mais l'écaillage accentué de la chaîne calcaire est postérieur au dépôt de l'Oligocène supérieur, c'est-à-dire oligocène terminal ou miocène inférieur. Au cours de cette évolution, le soulèvement du domaine kabyle est accompagné d'un enfoncement compensateur dans le domaine du Flysch, où se dépose une série marine d'âge miocène inférieur.

Avant le Miocène inférieur, la nappe du Flysch a pu commencer de se déplacer vers le S. Mais c'est alors une nappe d'éjection, qui ne dépasse probablement pas, vers le S, la zone intermédiaire (Babors). Elle est alors chevauchée par le domaine kabyle.

Postérieurement, c'est-à-dire au Miocène inférieur (et peut-être dès l'Oligocène terminal) se produit une rémission des efforts orogéniques. La nappe du Flysch s'écoule vers le S, sous l'influence dominante ou exclusive de la gravité.

On peut donc proposer le schéma suivant : le refoulement des nappes du Tell septentrional, accompagné d'écaillage et de chevauchements, a pu s'effectuer à l'Oligocène terminal. L'étalement des nappes plastiques, et le transport en banquises, des nappes rigides, c'est-à-dire la progression, vers le S, sous l'action dominante ou exclusive de la gravité, des nappes qui ont atteint le Tell méridional, se sont effectués au Miocène inférieur. C'est ce que j'admettrai pour fixer les idées. Mais il n'est pas exclu, je le répète, que tous les charriages telliens datent du Miocène inférieur.

4^o Époques de l'évolution :

a. Éocène supérieur et Oligocène inférieur :

Dans les parties méridionale et septentrionale du Tell se produisent d'importants plissements. Ils relèvent de la première phase tectogénique tertiaire, qui peut être nommée phase éoalpine, ou première phase alpine, et qui constituait la phase pyrénéenne des anciens auteurs.

Le domaine présaharien semble être totalement émergé. Il se déforme en larges plis, de direction SW-NE à WSW-ENE, qui seront nivelés avant la transgression du Miocène inférieur.

Le domaine kabyle se soulève et dessine probablement une large intumescence compliquée d'ondulations locales. C'est alors que se produit, dans l'interprétation de M. Durand Delga (1956c, p. 319) le décollement et le déferlement du Flysch vers le S. En outre, des ruptures commencent à se produire sur le bord méridional de l'intumescence kabyle, qui arrive à chevaucher le domaine du Flysch. Mais les plans d'écaillage sont peu nombreux, peut-être même réduits à un simple contact frontal.

L'émergence n'est sans doute pas réalisée dans toute la partie septentrionale des zones telliennes, mais il est impossible de fixer la paléogéographie exacte de cette contrée. On connaît des microfaunes d'âge priabonien et oligocène inférieur, remaniées dans l'Oligocène supérieur du Tell septentrional, et provenant de couches marines dont la situation originelle reste incertaine.

L'évolution du sillon tellien (zone bibanique et zone intermédiaire) est mal connue dans les régions nord-hodnéennes. Dans l'Algérois et l'Oranais, on sait que la fosse tellienne s'est considérablement réduite, et qu'il ne subsiste qu'un sillon marin subsident où se déposent, sans trace d'interruption ou de discordance, des couches priaboniennes et oligocènes. Ce sillon résiduel¹ persistera d'ailleurs jusqu'au Miocène I. Au N du Hodna, il a pu fonctionner jusqu'au Priabonien, ou même plus tard, mais il a été vidé au cours des charriages. Son contenu a dû être en grande partie érodé, et ses résidus sont difficiles à caractériser. Ce sillon marin a pu constituer le niveau de base de l'érosion qui a nivelé une grande partie du Tell, avant le dépôt du Miocène I.

b. Oligocène supérieur :

Dans le domaine présaharien et le sillon tellien, cette nouvelle période ne se distingue pas de la précédente. L'évolution qui vient d'être reconnue s'y prolonge jusqu'à la transgression miocène.

Les seuls faits nouveaux intéressent les parties septentrionales du Tell. En effet, la terre nord-kabyle (continent tyrrhénien)

1. On peut le nommer sillon médio-tellien, mais cette désignation n'implique pas qu'il se situe dans la partie médiane du sillon tellien crétacé. Il correspond à une partie de ce dernier, dont la largeur a été réduite par les premiers plissements, et se distingue ainsi des deux autres sillons du Miocène I, situés dans le domaine du Flysch et dans le domaine présaharien.

émerge. Le domaine kabyle et le domaine du Flysch subissent un enfouissement compensateur. Ils sont progressivement envahis par la mer, où se déposent les couches oligocènes à faciès kabyle et numidien. Ces couches sont largement discordantes sur tous les terrains antérieurs, du socle ancien à l'Éocène. La sédimentation s'effectue par ailleurs dans une région en voie de déformation. On peut dire qu'elle est de caractère synorogénique.

c. Oligocène terminal - Miocène basal :

Des phénomènes importants se produisent au voisinage de la limite Oligocène-Miocène, c'est-à-dire pendant une période mal délimitée, qui peut empiéter sur l'Oligocène et le Miocène, se situer tout entière dans l'Oligocène terminal ou dans le Miocène basal.

Le domaine kabyle se soulève par rapport à la terre nord-kabyle et émerge. La terre nord-kabyle peut cependant demeurer encore au-dessus du niveau de la mer, puisqu'on ne peut dire à quel moment elle disparaît définitivement sous les eaux.

C'est maintenant que se produisent l'écaillage paroxysmal de la chaîne calcaire, le chevauchement déterminant du domaine kabyle sur le domaine du Flysch, et que la nappe du Flysch s'apprête à migrer vers le S. Ces divers phénomènes peuvent être rangés dans la « seconde phase alpine ».

Dans les domaines plus méridionaux, on se trouve à la fin de la période d'érosion qui succède à la première phase tectonique. La mer subsiste dans une partie du sillon médio-tellien.

d. Miocène I :

Pendant le Miocène I, qui correspond à une partie du Miocène inférieur (au sens des Micropaléontologistes algériens), des couches marines vont se d'poser en diverses parties du Tell et du domaine présaharien. On ne peut savoir si le début de la sédimentation est exactement de même âge dans les différents sillons. J'admettrai, pour simplifier, une telle contemporanéité.

D'autre part, le domaine kabyle est privé de dépôts assimilables au Miocène I. On peut admettre qu'il est affecté de dislocations de même ordre que celles de la période précédente. Il reste émergé, et accentue dans doute son chevauchement sur le domaine du Flysch et sur la zone intermédiaire. Le soulèvement atteint probablement une valeur suffisante pour que la surface de contact

entre chaîne calcaire et domaine du Flysch prenne une disposition horizontale.

Au début du Miocène I, un affaissement se produit dans la partie méridionale du domaine du Flysch, et permet l'ouverture d'un bras de mer où va se déposer une puissante série conglomératique et marno-gréseuse, alimentée par la chaîne calcaire et le socle cristallin des Kabylies. On ne connaît pas de Miocène I dans la zone intermédiaire, qui est émergée ou, plutôt, recouverte par le Flysch : le sillon miocène installé sur le Flysch entre donc peut-être en communication avec le sillon médio-tellien, où la sédimentation se poursuit. En outre, la mer miocène envahit un nouveau sillon subsident qui occupe le domaine présaharien et que bordent, au N (zone bibanique) et au S, de vastes bombements peu accusés. Les grès de l'Atlas saharien nourrissent la sédimentation finement détritique du Miocène présaharien.

Ensuite, la mer se retire de la partie méridionale du domaine du Flysch : Le Flysch émerge et progresse vers le S, transportant sa couverture oligocène et miocène, qui va, en certaines régions, se désolidariser et glisser vers le S, en avance tectonique par rapport au Flysch crétacé. Ces masses sédimentaires viennent à recouvrir entièrement la zone intermédiaire, et y provoquent, par effet de surcharge, l'expulsion du Sénonien conglomératique. Il se constitue ainsi une nappe C, reposant sur le Trias de la zone intermédiaire, et contenant, suivant les points, une ou plusieurs des tranches du domaine du Flysch : Flysch crétacé, Oligocène supérieur, Miocène inférieur. Dans son soubassement, cette nappe provoque le décollement de la lame B₂. La mer est chassée du sillon médio-tellien, dans les régions où elle s'était jusqu'alors maintenue. Ce résultat peut être dû à un soulèvement, ou à un comblement du sillon par B₂ et C. La lame B₁ se décolle. Puis le même processus se poursuit de proche en proche : les nappes C et B refoulent les lames A₃-A₄, en traversant la partie méridionale du sillon tellien (zone bibanique *s. str.*). Quant l'allochtone arrive dans la zone subbibanique, les nappes semblent disposées en retrait les unes sur les autres, comme si les plus élevées avaient expulsé vers l'avant les plus profondes. C'est ainsi que glisseraient successivement, dans la zone subbibanique, les lames A₃-A₄, pincées sous le bord méridional de la nappe B, puis la nappe B, et enfin la nappe C. D'autre part, la zone bibanique doit commencer à se soulever lorsqu'elle est traversée par les nappes B et C. C'est ainsi que j'ai pu expliquer certains décollements superficiels : unités de Sidi Mohammed Amokrane, de Sebkhia, etc...

Dans la partie N de la zone subbibanique, des klippes sédimentaires avaient pu se détacher depuis longtemps, et glisser sur le talus sous-marin du sillon miocène présaharien. L'arrivée des lames A₃-A₄, puis des nappes supérieures, provoque le décollement de vastes klippes sédimentaires, puis des lames A₁-A₂. Des fragments de la lame A₃ et peut-être même de la nappe B glissent à leur tour dans le sillon marin, dont la partie septentrionale est sans doute entièrement comblée. Puis un soulèvement chasse progressivement la mer vers le S, avant de réaliser l'émersion définitive du domaine présaharien.

Il n'a pas été question, dans les lignes précédentes, des divers rôles joués par l'érosion. Si l'on veut tenter une synthèse morphotectonique, il est cependant nécessaire de tenir compte des faits suivants. Avant l'arrivée des nappes, une grande partie du Tell était nivelée par l'érosion : des pédiments s'étaient développés en partant de niveaux de base constitués par la mer, qui occupait plusieurs sillons. Ces pédiments constituaient, avec des résidus de la surface d'érosion anté-miocène, une vaste pédiplaine. Une telle surface polygénique pouvait grandement faciliter le déplacement des nappes. En outre, l'érosion devait entailler, au cours même du glissement, toutes les parties émergées de l'édifice allochtone. Ainsi, l'unité B et la zone bibanique furent tronquées par un glacis qui pu faciliter l'ultime glissement de la nappe C, en retard sur ses compagnes. Mais un autre rôle important était dévolu à l'érosion : le démantèlement des nappes devait produire, à la longue, leur arrêt, même en l'absence de toute action mécanique directe. En diverses régions, l'arrêt des nappes ne peut-être dû à aucun « butoir ». Cependant, les divers lambeaux sud-telliens de la nappe C se disposent sensiblement le long du même parallèle.

C. — Période orogénique

Nous voici arrivés à la fin de la mise en place des nappes. Le Tell méridional a « changé de place », puisque les unités telliennes allochtones recouvrent une partie du domaine présaharien. La limite S du Tell ne se situe donc plus entre le domaine présaharien et le sillon tellien, mais sur le front méridional des nappes. Par ailleurs, le Tell a subi une émersion progressive.

La dernière partie de l'histoire géologique va être dominée par le jeu d'amples déformations, faisant naître bombements et sillons, parfois limités par des flexures (flexur-horsts et flexur-graben),

ou par des failles (horsts et fossés tectoniques). Ces mouvements vont tendre à créer progressivement le relief actuel. Ils entreront en concurrence avec l'érosion qui pourra agir sur de vastes surfaces. Les dépôts seront presque exclusivement terrestres dans la région des Biban. Cependant, la mer du Miocène II envahira de vastes bassins : Mitidja, sillon du Chélif, régions de Dellys, de Bougie, etc... ; et les mouvements d'ajustement s'accompagneront de venues éruptives.

En l'absence d'une stratigraphie assez fine du Miocène inférieur, il est impossible de dire si les premiers dépôts post-nappes du Tell sont contemporains des dernières couches anté-nappes du sillon présaharien, ou contemporains de celles-ci, ni même si les divers dépôts post-nappes sont contemporains entre eux.

1° Évolution miocène post-nappes :

a. *Chronologie.*

Dans la région des Biban et sur sa lisière septentrionale, les dépôts post-nappes les plus importants constituent le remplissage du bassin de Bouira — Tazmalt, tronçon du sillon Chelif-Soummam. Ces dépôts semblent être tout entiers d'âge miocène inférieur. On pourrait donc penser que le soulèvement de la zone bibanique s'arrête avant le Miocène supérieur. Cependant, le Miocène supérieur est bien représenté dans une partie occidentale du sillon Chelif-Soummam. On peut donc admettre, avec plus de vraisemblance, que la première phase paroxysmale de déformation se situe, au N du Hodna, dans la dernière partie du Miocène inférieur, mais que les mouvements se prolongent, en s'atténuant, pendant le Miocène supérieur. Cette phase de soulèvement de la zone bibanique dut être fort importante si l'on en juge par le volume des dépôts correspondants et par le calibre des éléments. En effet, le Miocène II contient, dans le bassin de Bouira, des conglomérats à gros éléments. Le climat continental n'ayant pas dû se modifier beaucoup au cours du Miocène inférieur, la dimension des éléments détritiques dépendait essentiellement du relief. On se trouve ainsi dans des circonstances où « les rythmes d'origine tectonique se marquent surtout par les variations des calibres des débris clastiques » (Wegmann E., 1948). Les sédiments du Miocène I, déposés dans le sillon présaharien, ne contiennent pas de débris volumineux. C'est une preuve supplémentaire de l'absence de mouvements importants dans la zone bibanique, avant le Miocène II.

Au S de la zone bibanique, les dépôts post-nappes sont peu importants et mal datés. Il est par conséquent difficile d'apprécier l'âge des premiers soulèvements post-nappes, ou, plus précisément, de situer leur paroxysme.

b. Bombements et sillons

On peut reconnaître, entre le Hodna et le rivage méditerranéen, des déformations positives et négatives.

Déformations positives. Les déformations positives correspondent à des mouvements de deux ordres.

Les déformations de premier ordre se traduisent par de larges bourrelets orientés sensiblement E-W. Le bourrelet des Monts du Hodna comprend, dans la région étudiée, le Dj. Choukchot et le massif du Dj. Mansourah. Cependant, le Dj. Choukchot se rattache aux bombements de la zone subbibanique. Le bourrelet de la zone bibanique, dont il a été question dans les lignes précédentes, s'était ébauché lors du glissement des nappes supérieures. Le bourrelet kabyle, auréolé de dépôts détritiques pendant le Miocène II, a probablement subi une évolution comparable à celle de la zone bibanique.

Les déformations de second ordre se traduisent par des ondulations transversales affectant les précédents bourrelets, et par des bombements de dimension relativement modeste. Un exemple en est fourni par les bombements de la zone subbibanique, qui se relaient d'W en E. Certains d'entre eux se sont ébauchés lors de la mise en place des nappes (Dj. Choukchot). Plus tard, ils se sont accentués et ont provoqués le démantèlement de l'allochtone. En divers points, ces bombements offrent une tendance au déversement vers le S. Ils vont même jusqu'à chevaucher localement leur avant-pays méridional.

Déformations négatives. Ces dernières ont provoqué la formation de sillons ou de bassins. Le bassin du Hodna peut être considéré comme un résidu méridional du sillon miocène présaharien. La zone subbibanique n'a dû subir, au cours du Miocène II, qu'un faible mouvement négatif d'ensemble. En effet, elle n'a pas été envahie par les débris de la zone bibanique. Elle était donc encore en relief, ce qui s'explique facilement, puisqu'elle contenait tout l'édifice allochtone sud-tellien, couronné par la nappe C. D'autre part, son enfoncement était contrarié par la surrection

des bombements de second ordre. Au contraire, le sillon Chéelif-Soummam dessinait une forte ondulation négative, et appelait une forte sédimentation détritique. Le golfe marin de la région de Bougie pouvait même s'étendre temporairement, jusque dans le secteur de Maillot. Au N de la Grande Kabylie se formait un bassin dont le prolongement septentrional est actuellement sous la mer, et qui se rattachait, à l'W et à l'E, au sillon Chéelif-Soummam, à la Mitidja et au golfe de Bougie. C'est dans ce bassin nord-kabyle que se déposaient, en particulier, les couches du Dellysien.

2^e Évolution plio-quaternaire :

La seconde période de l'évolution orogénique a pu débiter au Miocène terminal, mais elle correspond essentiellement au Pliocène et au Quaternaire. C'est alors que se réalise l'émersion définitive de la région étudiée.

Les étapes successives de cette évolution ne sont pas datées dans les contrées nord-hodnéennes. Mais on peut comparer les faits observés dans la région des Biban à ceux qui relèvent de phases bien datées en d'autres parties de l'Afrique du Nord.

Les déformations d'âge plio-quaternaire ont été reconnues en de nombreux points de la Berbérie.

Elles ont été mises en évidence par E. Ficheur (1896b) et L. Joleaud (1909). M. Dalloni (1915, 1922) a noté l'importance de la phase post-pliocène dans l'Atlas tellien de l'Algérie occidentale. L. Glangeaud (1927a, b; 1931) a indiqué le rôle des mouvements post-astiens (déformations à grand rayon de courbure limitées par des flexures brusques) dans l'Atlas littoral de la Province d'Alger (v. aussi Glangeaud L. et Aymé A., 1933).

Depuis, de nombreux travaux ont été publiés sur les mouvements pliocènes et quaternaires (Arambourg C., Boule M., etc..., 1934; Laffitte R., 1942, Arambourg C., 1948, Dresch J., 1949a, 1950a, b, c; Dubourdieu G. et Durozoy G., 1950; Chadenson L., 1952; Aymé A. *in* Glangeaud, Aymé, etc., 1952; Gourinard Y., 1952; S.N. REPAL, 1952). Au Maroc, on peut citer les publications de J. Bourcart (1936, 1938), J. Dresch (1941, 1949a), R. Lavocat (1948), R. Lavocat et G. Choubert (1950), G. Choubert et J. Marçais (1952).

En Tunisie, je noterai les travaux de H. Roux (1911), R. Vaudray (1932), R. Laffitte et E. Dumon (1948), M. Arnould (1949), G. Castany (1948a, b; 1952; 1953a, b).

Dans une note synthétique récente, L. Glangeaud (1955) distingue plusieurs maxima dans l'espace de temps. Dans l'espace, on reconnaît une surrection épirogénique d'ensemble de l'Atlas à l'échelle nord-africaine, ayant pour complément le jeu de la flexure continentale (Bourcart J. et Glangeaud L., 1954).

Un jeu de rides et de sillons s'y superpose dans le détail (Sahel, Mitidja, Atlas, Biban, Hodna).

Dans le temps, on peut admettre que les mouvements se sont esquissés dès la fin du Miocène. Deux phases quaternaires se situent de part et d'autre du Tyrrhénien et peuvent se résoudre en oscillations de détail. La première phase (phase tunisienne) est la plus importante. Son paroxysme se situe entre le Villafranchien et le Tyrrhénien, ou au Villafranchien. La seconde, nulle ou peu marquée en certaines régions (phase gafsienne) date du Moustérien supérieur. Elle a été récemment mise en évidence par M. Mattauer (1953d) à Constantine et par M. Gigout (1954) à Tipasa.

Les aires de déformation n'ont peut-être pas coïncidé exactement au cours des diverses phases de l'orogénèse. D'autre part, les effets des phases plus anciennes peuvent se cumuler avec ceux des plus récentes et paraître ainsi plus importants (Glangeaud L., 1955).

La plupart des auteurs cités au début de ce paragraphe admettent que les mouvements quaternaires peuvent se poursuivre de nos jours.

Pour reconnaître la nature et la succession des événements au N du Hodna, on doit se fonder sur la morphologie actuelle, les traces de l'évolution glyptogénique, les déformations des nappes et des dépôts anté-pliocènes.

L'important relief des Monts du Hodna évoque une déformation récente. Mais la déformation des pédiments supérieurs n'est pas évidente, sur le versant hodnéen. Le soulèvement ne se continuerait donc pas de nos jours.

L'unité C de la zone subbibanique repose encore, en divers points, sur la bordure méridionale de la zone bibanique. A l'W des Portes de Fer, le contact est très peu incliné. La partie méridionale de la zone bibanique n'a donc pas été sensiblement soulevée. D'autre part, la base du Miocène post-nappes ne semble pas avoir subi de déformations notables sur la bordure septentrionale de la zone bibanique, à l'W de Beni Mansour. Par conséquent, la zone bibanique n'a pas subi de soulèvement caractérisé, à l'W du méridien des Portes de Fer, par rapport aux zones voisines. Il n'en est sans doute pas de même à l'E du même méridien. Une surrection récente doit être responsable des reliefs de la partie médiane de la zone bibanique, dans les régions de Bordj Boni, d'Iril Ali et plus à l'E.

D'une manière générale, la fraîcheur des reliefs entre le bassin du Hodna et le sillon de la Soummam semble bien indiquer que le Tell méridional a subi, dans son ensemble, un soulèvement récent. A côté de cette déformation générale ou, plutôt, à l'intérieur de celle-ci, le jeu ascendant des Monts du Hodna et d'une partie de la zone bibanique ne constituerait qu'un phénomène d'ordre secondaire.

A l'W de la région des Biban, le bombement d'ensemble affectant le Tell méridional s'atténue progressivement, pour devenir inappréciable sur le méridien de Souagui, puis se manifeste de nouveau, avec une forte intensité, dans l'Ouarsenis. On aurait ainsi la preuve d'une discontinuité longitudinale dans les mouvements de surrection récente. Ce phénomène est à rapprocher des accidents obliques, dont les effets ont été reconnus à différentes époques, et plus particulièrement des ennoyages signalés par L. Glangeaud (1932a). L'atténuation du bombement sud-tellien, qui vient d'être envisagé se situerait d'ailleurs sur la « transversale de Boghari » (Glangeaud L., 1951).

Le Tell septentrional dessine, pour sa part, une sorte de marquetterie où se juxtaposent des zones surélevées et des zones d'ennoyage. Au N de la région des Biban, la chaîne du Djurdjura se soulève fortement et le sillon de la Soummam subit, au cours de la même période, un enfoncement relatif. C'est alors qu'ont dû se former les failles qui mettent en contact le Flysch et le Miocène II (Flandrin J., 1952b), et qu'ont dû se produire des glissements dans la masse des dépôts post-nappes, au S du Djurdjura.

Mise en place du réseau hydrographique.

On sait (pp. 501-502) que certains oueds de la région des Biban ne sont pas adaptés à la structure. D'autre part, on vient de voir que l'Oued Soummam a dû représenter un niveau de base local pour tout le versant N du Tell méridional, depuis le retrait de la mer du Miocène II. Des glacis de versant ont donc pu se développer dans la zone bibanique. En outre, la nappe C a dû constituer des reliefs dans le Tell méridional depuis l'époque de sa mise en place définitive. Ainsi, les glacis ont donc pu se développer jusque dans la zone subbibanique, pour venir s'appuyer contre les reliefs résiduels de la nappe C, ou même arriver jusqu'au contact des Monts du Hodna. Il y a donc bien eu, comme l'admettaient E. F. Gautier et J. Savornin (v. p. 502) une érosion remontant à partir de l'Oued Soummam, mais elle n'était pas le fait de cours d'eau. Elle consistait en un recul parallèle des escarpements, abandonnant des pédiments. Quant aux vallées épigéniques de la zone bibanique, elles se sont creusées secondairement, lors du passage de l'écoulement en nappe à l'écoulement linéaire. Cette concentration de l'écoulement peut être due à une phase de soulèvement rapide, affectant le Tell méridional, ou à une modification du climat. Les oueds se sont dès lors enfoncés sur place en se surimposant au substratum. Puis se sont produites des adapta-

tions locales à la structure. On leur doit en particulier les écoulements E W sur le bord méridional de la zone bibanique.

La constitution et l'enfoncement du réseau datent probablement d'une époque très récente. On sait que les derniers mouvements sont post-pliocènes dans les régions de Sétif et de Constantine (Dresch J. 1950a, b, c), et même postérieurs au Moustérien ancien dans le cas de l'Oued Rhummel (Mattaue M., 1953).

VI. — CORRÉLATIONS NORD-AFRICAINES

A. — Prolongement des nappes sud-telliennes

a. A l'W de la région des Biban :

Entre la région des Biban et l'Ouarsenis oriental, les géologues de la S.N. Repal ont reconnu trois nappes A, B et C, subdivisées en unités de valeur locale (Kieken M. 1956). Cet allochtone présente la même structure que dans ma région d'étude.

Dans l'Ouarsenis oriental, les travaux de M. Mattauer (1953b, c, e ; 1956a), d permettent de reconnaître une architecture générale et une évolution identiques à celle de la région des Biban. On observe seulement des variations dans les structures de détail et dans le contenu stratigraphique des nappes. La nappe B contient en effet du Crétacé, de l'Éocène, de l'Oligocène à faciès oranais et du Miocène. La nappe C offre, en dehors du Flysch crétacé et du Numidien, un développement de Miocène inférieur beaucoup plus grand que dans les Biban. On observe d'ailleurs, à l'échelle du Tell méridional, que le Néonummulitique de la nappe C se réduit ou fait défaut lorsque se développe le Miocène inférieur. Ce dernier s'étant déposé au voisinage du domaine kabyle, on est amené à penser que certains secteurs du Tell septentrional étaient dépourvus de Numidien au début de la période miocène. Comme le Numidien se biseaute sous le Miocène, et que ce dernier remanie le Numidien, la lacune considérée est plutôt due à une érosion qu'à une absence originelle de dépôts numidiens (v. Caire A. et Mattauer M., 1954).

Dans l'Ouarsenis occidental, J. Polvêche (1955 ; 1956a, b ; Caire, Glangeaud, Mattauer et Polvêche, 1953) a reconnu le prolongement des nappes sud-telliennes. Il a observé particulièrement, dans la région de Tiaret, une nappe à matériel oligo-miocène qui s'est écoulée pendant le Miocène inférieur (Kieken M., Magné J.

et Polvêche J., 1956). D'autre part, l'ampleur du déplacement vers le S de la nappe B a dépassé 23 km (Polvêche J. 1956a).

Au Maroc, la nappe prérfaine (v. Bruderer W. et Levy R. G., 1952) semble correspondre essentiellement, dans sa partie frontale, à la nappe B du Tell méridional.

b. A l'E de la région des Biban :

Les nappes se prolongent dans la région d'Aïne Tagrout, mais des accidents transversaux interrompent leur continuité (S.N. Repal, 1952c). Dans la région de Sélif, J. et G. Glaçon (1955b) observent au-dessus de l'autochtone : une unité dite inférieure qui semble correspondre à ma lame B₁ ; des unités comparables à ma lame B₂ ; et une unité oligocène correspondant à ma nappe C.

Aux environs de Constantine, R. Busnardo (1954, 1956) a remis à l'honneur les nappes signalées jadis par L. Joleaud. De la région de Souk-Ahras à la frontière tunisienne, L. David (1953a, b) a interprété la structure de la zone sud-tellienne, qui arrive directement en contact avec l'Atlas saharien s. str. Le Miocène inférieur, engagé dans un système d'écailles, est recouvert par une nappe numidienne équivalente de C. Des lambeaux coïncés localement entre l'autochtone et le Numidien, peuvent représenter l'équivalent des unités A ou B de la région des Biban. Pour L. David, l'ampleur du déplacement des massifs numidiens est au maximum de 10 km.

En Tunisie, le domaine « tellien » occupe une surface réduite, correspondant à la zone de Kroumirie — Nefza. Les travaux de Ch. Gottis (1953a, b, 1954) y ont montré, à la base du Flysch nummulitique, la présence d'une surface de discontinuité jalonnée de Trias. Il s'agit pour moi du prolongement de la nappe C.

En Sicile, il n'existe sans doute pas de nappes importantes qui équivaudraient aux nappes de glissement du Tell algérien, mais seulement des phénomènes de « resédimentation » dus à des glissements sous-marins de faible masse (v. Castany G., 1956. Ann. Mines et Géologie, n° 16, Tunis ; Glangeaud L., 1956. Bull. Soc. géol. France, (6), t. 6, pp. 877-879).

Ainsi le volume des nappes de glissement semble diminuer entre le Maroc et la Sicile. Au S de la nappe bético-kabylo-calabraise, cette réduction concerne les nappes inférieures (Prérif, unités A et B) entre le Maroc et la Tunisie, les nappes supérieures (nappe du Flysch et unité C) entre le Constantinois et la Sicile. L'allure progressive de ces variations n'est évidemment

sensible qu'à petite échelle, si l'on ne tient pas compte des irrégularités locales dans l'expansion et la rétraction du domaine allochtone.

B. — Age des charriages berbéro-siciliens

Le domaine kabyle *s. lato.* est actuellement formé de tronçons successifs. Cette discontinuité peut être due à la structure amygdalaire du bourrelet frontal africain (Caire A., Glangeaud L. et Mattauer M., 1950, p. 498), déjà sensible au cours de l'évolution secondaire et tertiaire anté-nappes, mais aussi à l'évolution orogénique et glyptogénique post-nappes.

Cependant, le paroxysme tectogénique de la bordure africaine semble dû à un phénomène majeur : l'affrontement des pièces de la mosaïque méditerranéenne (v. p. 734).

Suivant les points, l'âge de la compression maxima peut varier légèrement sur la bordure méridionale du bourrelet calabro — kabylo — rifain, mais ce phénomène a dû s'effectuer au cours d'une période relativement courte.

Pendant longtemps, on a considéré que la phase paroxysmale était d'âges nettement différents au Maroc et en Algérie, ce qui ne permettait pas d'envisager une véritable homogénéité entre les diverses parties de la bordure africaine. Ainsi, P. Fallot (1937) ne pouvait reconnaître une analogie complète entre la zone calcaire et paléozoïque du Rif, et la zone des Kabylies. Il écrivait : « Les géologues algériens ont toujours souligné l'âge « pyrénéen », anté-oligocène, du paroxysme tectonique... La continuité en quelque sorte formelle du complexe paléozoïque et calcaire rifain par la zone des Kabylies est ainsi à certains égards douteuse... »

Il est donc intéressant de rappeler les résultats récents, touchant l'âge du paroxysme tectonique en Algérie, et de les comparer à ceux qui furent acquis dans les régions voisines.

Dans la dorsale calcaire rifaine et les Bokoya, la phase tectonique majeure se situe entre le dépôt de l'Oligocène supérieur et celui du Miocène inférieur (Fallot P., 1937, p. 503, 1941b ; Fallot P. et Marin A., 1952 ; Choubert G. et Margais J. 1952).

Dans la région de Nemours, M. Gautier (1936) admet que le chevauchement vers le S du Lias calcaire et des schistes secondaires, est postérieur au dépôt du Burdigalien, et antérieur au Vindobonien. Ce « Vindobonien » est probablement du Miocène inférieur post-nappes.

Dans l'*Oranais* et l'*Algérois*, le charriage de la zone I se produit après le dépôt de l'Oligocène supérieur et avant certains dépôts du Miocène inférieur. Il se situe donc près de la limite commune de ces deux périodes (Caire A., 1954b).

Dans le *Constantinois*, M. Durand Delga (1952a, 1955a) admet que le charriage du massif ancien de Petite Kabylie est post-yprésien et anté-numidien, c'est-à-dire antérieur au dépôt de l'Oligocène supérieur. Mais M. Durand Delga et A. Lambert (1956, p. 298), M. Durand Delga (1956c, p. 331) pensent que le front kabyle a pu encore jouer à l'aurore du Miocène. P. Deleau (1954a, b) observe, dans la région du Dj. Rhedir, un contact anormal qui, ébauché avant le Numidien, a rejoué fortement après l'Oligocène.

En *Tunisie*, la phase majeure se situe avant le dépôt du Burdigalien et après le dépôt de l'Oligocène supérieur (Castany G., 1951b, p. 717, 1954).

La *Sicile* et la *Calabre* représentent le prolongement de la bordure africaine. Cette continuité ressort de l'étude des isobathes (Bourcart J. et Glangeaud L., 1954), et des corrélations structurales (Beneo E., 1950 ; Vardabasso L., 1953 ; Castany, Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile, Ann. Mines et Géol., Tunis, n° 16, 1956). La première étude des nappes siciliennes est due à M. Lugeon et E. Argand (1906), mais la théorie de l'écoulement par gravité a été surtout développée par E. Beneo (1949, 1950, 1952). Ces travaux, et la synthèse de G. Castany (1956, *loc. cit. supra*) voient, dans les Monts péloritains et la Calabre, le prolongement des Kabylies. Or, les chevauchements septentrionaux de la Sicile seraient d'âge post-nummulitique et probablement anté-miocène (Castany G., *loc. cit.*, p. 66).

Ainsi, l'âge du paroxysme tectogénique, dans le domaine calabro-kabylo-rifain serait d'âge oligocène terminal ou miocène inférieur, sauf dans le Nord-Constantinois, où il serait antérieur au dépôt de l'Oligocène supérieur. L'affrontement des blocs africain et européen se serait donc produit beaucoup plus tôt au N de la Petite Kabylie que partout ailleurs. Y aurait-il eu un cap cratonique européen dirigé sur cette région ? : j'estime plutôt que le rejeu tectonique, signalé à l'aurore du Miocène en Petite Kabylie, a été sous-estimé.

D'autre part, les charriages se seraient poursuivis plus longtemps dans les zones externes du Maroc (nappe pré-rifaine) que dans le Tell méridional algérien. Ainsi, d'après G. Choubert et J. Marçais

(1952), la phase principale de mise en place des nappes rifaine et périfaine date de la première phase alpine, dont les effets semblent durer de l'Helvétien au Tortonien inférieur. Pour P. Fallot (1941b), le paroxysme se situe entre le Burdigalien et le Vindobonien dans la zone marno-schisteuse du Rif, au Vindobonien dans le sillon prérfain. Mais les géologues sont loin d'être d'accord sur le découpage stratigraphique du Miocène (v. ci-dessus pp. 447-448).

Dans le Tell algérien, le Miocène inférieur correspond à une division fondée sur les microfaunes, et peut fort bien comprendre des couches contemporaines du Vindobonien. Sous cette réserve, on peut dire que les nappes de glissement se sont probablement mises en place au « Miocène inférieur des Micropaléontologistes », dans toute la Berbérie. L'intérêt de ce problème chronologique est d'ailleurs très secondaire. Si l'action de la gravité se fait sentir longtemps, « le phénomène de plissement se propage de proche en proche, de l'amont vers l'aval, si l'on peut dire » (Fallot P., 1953). « Il paraît donc vain de s'attacher à rapporter les phases de tels mouvements et déformations de la couverture à l'échelle des phases orogéniques établie par H. Stille. Le décollement d'une couverture — comme un charriage par gravité — peut être amorcé par un phénomène orogénique général. Mais du moment que le mouvement est déclenché, sa propagation, régie par des conditions locales et par la gravité, échappe au rythme de l'orogénèse générale » (Fallot P., 1950, p. 195).

Même si l'arrêt des nappes de glissement s'est effectué, suivant les points, à des époques différentes du Miocène, l'évolution de toute la bordure septentrionale du continent africain révèle une remarquable homogénéité. C'est le plus général et le plus important des résultats qu'apportent les travaux récents de tectonique algérienne.

RÉSUMÉ

La région des Biban, située à une centaine de kilomètres à l'ESE d'Alger, est comprise entre la dépression du Chott el Hodna et la chaîne du Djurdjura. Au point de vue géographique, elle appartient tout entière à l'Atlas tellien. Mais elle est caractérisée, sous l'angle structural, par un important recouvrement des structures telliennes (nappes de glissement) sur un autochtone méridional, qui représente le prolongement de l'Atlas saharien par delà les hautes plaines hodnéennes. On reconnaît, du S au N :

— *un autochtone* formé de Crétacé épicontinental, recouvert en discordance par une série miocène anté-nappes qui contient des klippes sédimentaires. Cet autochtone « présaharien » offre un style structural analogue à celui de l'Atlas saharien.

— *un subautochtone*, qui offre la même constitution stratigraphique que l'autochtone, mais de structure plus complexe. Le type en est représenté par le bombement du Dj. Choukhot, ébauché lors de la mise en place des nappes, perçant l'allochtone à la façon des « rides prérfaines » du Maroc, et chevauchant l'autochtone.

— *un allochtone*, de structure très complexe, occupant la zone subbibanique. L'étude stratigraphique détaillée, avec mise en œuvre de techniques variées (micropaléontologie, analyse séquentielle, morphoscopie) ont permis de reconnaître de nombreuses zones de faciès (six dans le Sénonien) qui correspondent à des lames de charriage distinctes. Ces lames se groupent en unités de recouvrement ou nappes qui sont désignées par les lettres A, B et C. L'unité inférieure A contient localement du Trias ; les unités supérieures B et C reposent, par l'intermédiaire de semelles triasiques, sur l'unité A et sur la zone bibanique.

— *un paraautochtone* correspondant à la zone bibanique, vaste bourrelet poussé vers le S, écaillé, découpé de failles plates, et supportant localement un « faux-autochtone ».

La zone bibanique est recouverte, dans sa partie septentrionale,

par la nappe du Flysch, mais le contact de ces deux unités est généralement recouvert par le Miocène post-nappes (ou Miocène II) de la dépression de l'Oued Soummam. Entre la zone bibanique et la nappe du Flysch s'intercale la zone intermédiaire des Babors. Enfin, la nappe du Flysch est recouverte par la nappe kabyle (chaîne calcaire du Djurdjura et terrains anciens de Grande Kabylie).

L'étude structurale et les considérations de faciès permettent de reconnaître l'origine des diverses lames allochtones :

La plupart des *klippes sédimentaires* de la zone subbibanique sont formées de Sénonien néritique et d'Éocène (faciès de Nador-Kasbah). Les lames A_1 - A_2 sont constituées de Sénonien néritique et de Miocène inférieur (Miocène I). Tous ces terrains se sont déposés dans la zone subbibanique.

Les lames A_3 - A_4 sont formées de Sénonien vaseux (dit bathyal) et d'Éocène (faciès de Mansourah, d'El Achir et des Esquilles) qui forme en outre quelques klippes sédimentaires. Ces terrains sont originaires de la partie méridionale de la zone bibanique.

La lame B_1 , formée de Sénonien vaseux et d'Éocène (faciès du plateau sétifien) provient de la partie septentrionale de la zone bibanique.

La lame B_2 , constituée de Sénonien à niveaux détritiques, provient de la zone intermédiaire.

L'unité *C* comprend du Sénonien conglomératique, provenant de la zone intermédiaire ; du Flysch crétacé, du Néonummulitique « numidien » et du Miocène inférieur I qui proviennent du domaine du Flysch.

Si l'on ramène dans leur position initiale les constituants sédimentaires des diverses unités allochtones, on peut donc reconnaître un certain nombre de zones de faciès. Ces zones sont grossièrement parallèles au littoral, et se sont individualisées au cours de l'évolution monoliminaire de la bordure africaine. Ces zones longitudinales interfèrent avec des structures transversales, correspondant à des accidents du socle anté-triasique. Ces structures transversales se manifestent par des variations de faciès, des érosions différentielles, des failles ou des plis.

Les zones de faciès s'intègrent dans quatre domaines de sédimentation :

— **domaine présaharien**, correspondant à la plate-forme continentale (qui représente la source méridionale du quartz détritique) et au talus péri-continental africain. Caractérisé par des faciès

épi-continentaux, néritiques ou subrécifaux pendant le Crétacé, il comprend, à l'Éocène, plusieurs zones de faciès. Sa partie septentrionale est occupée, au Miocène inférieur, par une fosse où glissent des klippes sédimentaires. Ce domaine donnera naissance à l'Atlas saharien, à la bordure présaharienne et aux lames A₁-A₂ de la zone subbibanique.

— **domaine du sillon tellien**, caractérisé par des dépôts à faciès flysch durant l'Éocrétacé, par une sédimentation marno-calcaire pendant le Néocrétacé, et hébergeant plusieurs zones de faciès à l'Éocène. A l'W de la région étudiée, il se réduit à l'Éocène supérieur et forme un sillon médio-tellien, qui peut continuer à fonctionner jusqu'au Miocène inférieur. Au N de la région des Biban, le sillon tellien a pu se maintenir après l'Éocène moyen, mais on ne possède aucune certitude à cet égard. Le domaine du sillon tellien comprend deux zones de faciès, plus ou moins distinctes suivant les époques :

— *zone bibanique*, où la sédimentation s'effectue sans aucune perturbation notable, durant le Crétacé et l'Éonummulitique.

— *zone intermédiaire* (correspondant à la sous-zone des Écailles intermédiaires de L. Glangeaud, aux Babors et à la zone sous-kabyle de M. Durand Delga) qui s'individualise au Sénonien grâce au dépôt de couches conglomératiques.

— **domaine du Flysch**, correspondant à un sillon où se dépose une épaisse série à faciès flysch, allant du Tithonique à la fin du Crétacé. A l'Oligocène supérieur, ce domaine est le siège d'une sédimentation paralique, correspondant au dépôt du « Numidien ». Un sillon, sans doute plus étroit, s'y installe au Miocène inférieur (Miocène I).

— **domaine kabyle**, correspondant au massif ancien de Grande Kabylie (ou du moins à sa partie méridionale) et à la « chaîne calcaire ». La série secondaire de la « chaîne calcaire », apparaissant, au N de la région des Biban, dans la chaîne du Djurdjura, est très réduite, coupée de lacunes et dépourvue de dépôts détritiques. Le Lutétien y est transgressif, de même que l'Oligocène supérieur.

Dans leur ensemble, ces domaines ne subissent pas de dislocations importantes durant la *période prétectogénique*, qui s'étend du Trias à l'Éocène moyen. La *période tectogénique*, qui va de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur anté-nappes, comprend plusieurs paroxysmes, non contemporains dans les diverses zones. Schématiquement, deux phases peuvent être distinguées :

— *la première phase tectogénique* débute à l'Éocène supérieur

et se termine à l'Oligocène supérieur. Dans les domaines méridionaux, elle est caractérisée par un plissement suivi d'une phase d'aplanissement. Dans les domaines septentrionaux, elle provoque peut-être un décollement de la nappe du Flysch et un chevauchement du domaine kabyle vers le S.

— *la seconde phase tectogénique* débute vers la limite Oligocène-Miocène dans les domaines septentrionaux, au cours du Miocène inférieur dans les domaines méridionaux, et s'achève avant la fin du Miocène inférieur. Elle est caractérisée par une tectonique tangentielle et tout spécialement par la mise en place des nappes. La progression d'une intumescence du N au S provoque l'émerision du Tell. Les nappes de glissement se sont décollées de proche en proche et leur déplacement s'est effectué sur une surface d'érosion. Cependant, les unités allochtones ont commencé à glisser, dans le sillon miocène présaharien, sous forme de klippes sédimentaires. Elles se sont ensuite superposées au Miocène autochtone.

Les nappes sont couvertes par des couches d'âge miocène inférieur, qui n'ont pas participé au charriage. Avec le dépôt de ce Miocène post-nappes (ou Miocène II) commence une *période orogénique*, qui voit se réaliser progressivement le relief actuel, et clôt l'histoire géologique du Tell.

Les principaux résultats obtenus dans cette étude concernent l'extension des nappes à une grande partie du Tell algéro-constantinois ; l'ampleur des déplacements, qui atteint plusieurs dizaines de kilomètres pour les nappes supérieures ; et l'âge miocène inférieur des nappes du Tell méridional. Ils permettent d'établir une interprétation tectonique homogène des chaînes nord-atlasiques : A petite échelle, le Maroc, l'Algérie, la Tunisie et la Sicile offrent le même plan architectural et l'on peut écrire une histoire géologique commune à ces quatre pays.

Pl. I. — *Autochtone, subautochtone et unité A, à l'W de Mansourah*
(Feuilles au 1/50.000 Mansourah et Oued Okris ; feuille au 1/200.000 Msila)

- 1 : Crétacé du Dj. Choukchot ; Sénonien et Dano-Montien des lames A₃-A₄ ;
- 2 : Sénonien néritique des klippes sédimentaires et de la lame A₃ ;
- 3 : Éocène calcaire (Thanétien à Lutétien inférieur) de la lame A₃ ;
- 4 : Lutétien supérieur à *Ostrea multicosata* de la lame A₃ ;
- 5 : Miocène inférieur du Djebel Mansourah (autochtone) et du Djebel Choukchot (subautochtone) ;
- 6 : Miocène inférieur de la dépression subbibanique (prolongement oriental du Dj. Choukchot et lame A₁) ;
- 7 : Miocène inférieur à marnes sombres et bancs glauconieux, de la lame A₁ ;
- 8 : Anticlinal et synclinal.

Dans le Djebel Choukchot : C₇² = Albo-Aptien ; C₅₋₃¹ = Vracono-Cénomaniens ;
 C₆⁰ = Turonien ; C₉₋₇⁰ = Sénonien.











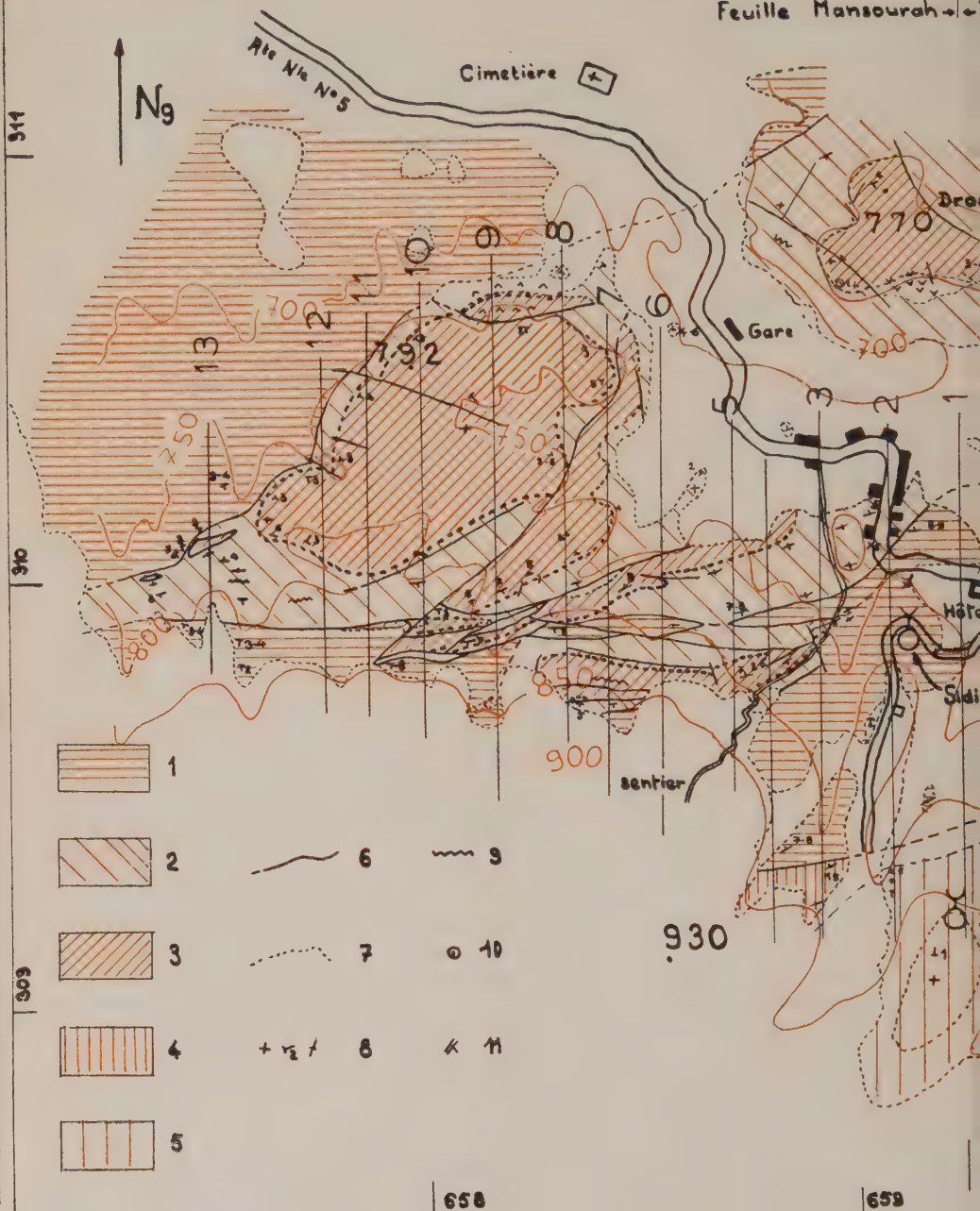
Pl. II — *Carte et coupes du secteur de Mansourah-les-Biban*

1 : Sénonien néritique (lame A₁) ; 2 : Sénonien vaseux et Dano-Montien (lame A₃) ; 3 : Éocène calcaire (lame A₃) avec barre à silex thanétienne représentée, sur la carte, par une ligne de tirets larges, sur les coupes, par des hachures épaisses ; 4 : Miocène de la lame A₁ ; 5 : Miocène autochtone ; 6 : failles et contacts anormaux ; 7 : limites stratigraphiques ; 8 : horizontalité, pendage de 20°, verticalité ; 9 : couches très disloquées ; 10 : points de vue (le point de vue de la fig. 73 est situé au SE de la Raquette, vers C.L. 660,03 - 309,25 ; le point de vue de la pl. III est situé au NE de la gare, vers C.L. 659,00 - 310,65) ; 11 : plongement d'ensemble.

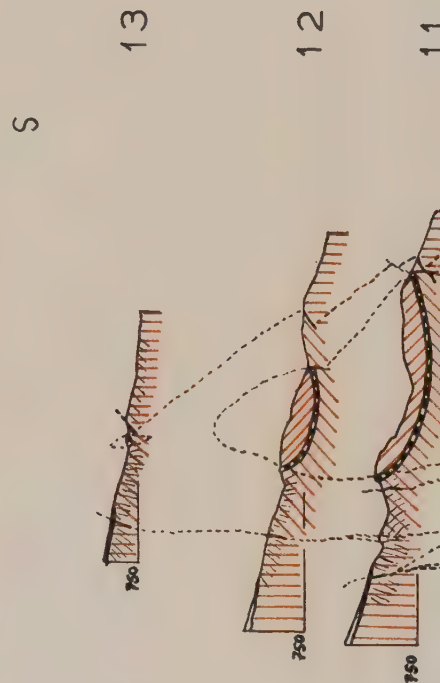
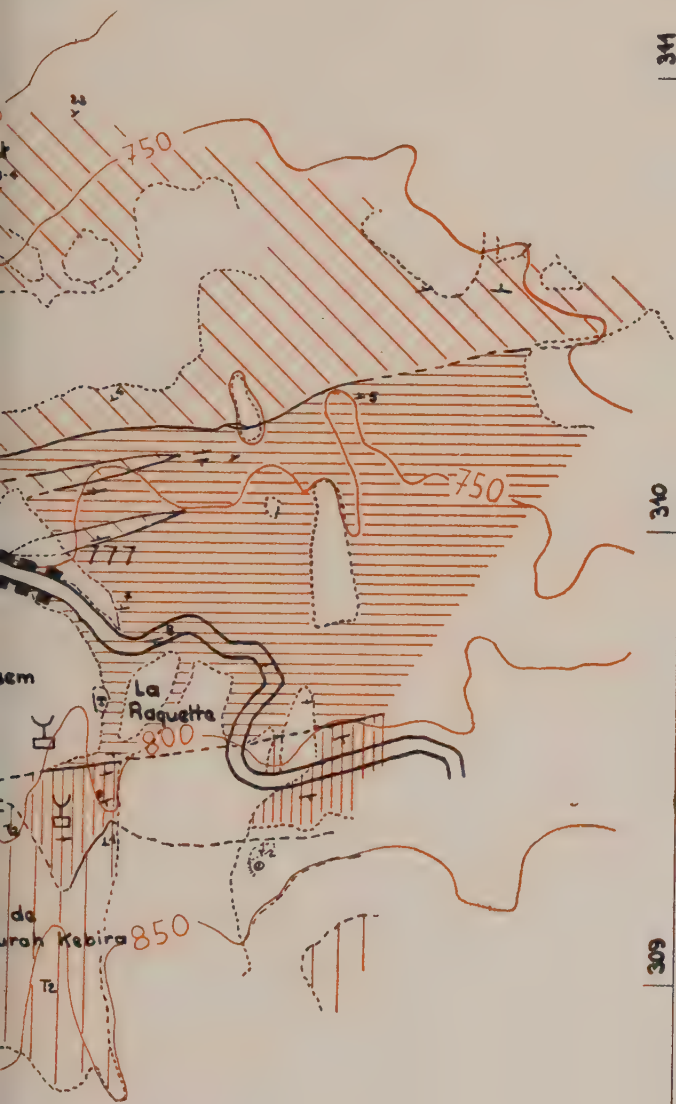
Carte : Les coordonnées Lambert sont portées sur les bords du cadre. Le relief est indiqué par des courbes de niveau (bistres) équidistantes de 50 m. Les formations superficielles sont laissées en blanc.

Coupes : Les contacts, failles et limites stratigraphiques sont prolongés en lignes de tirets d'une coupe à l'autre. L'interprétation est réduite au minimum (v. aussi fig. 108, p. 607).

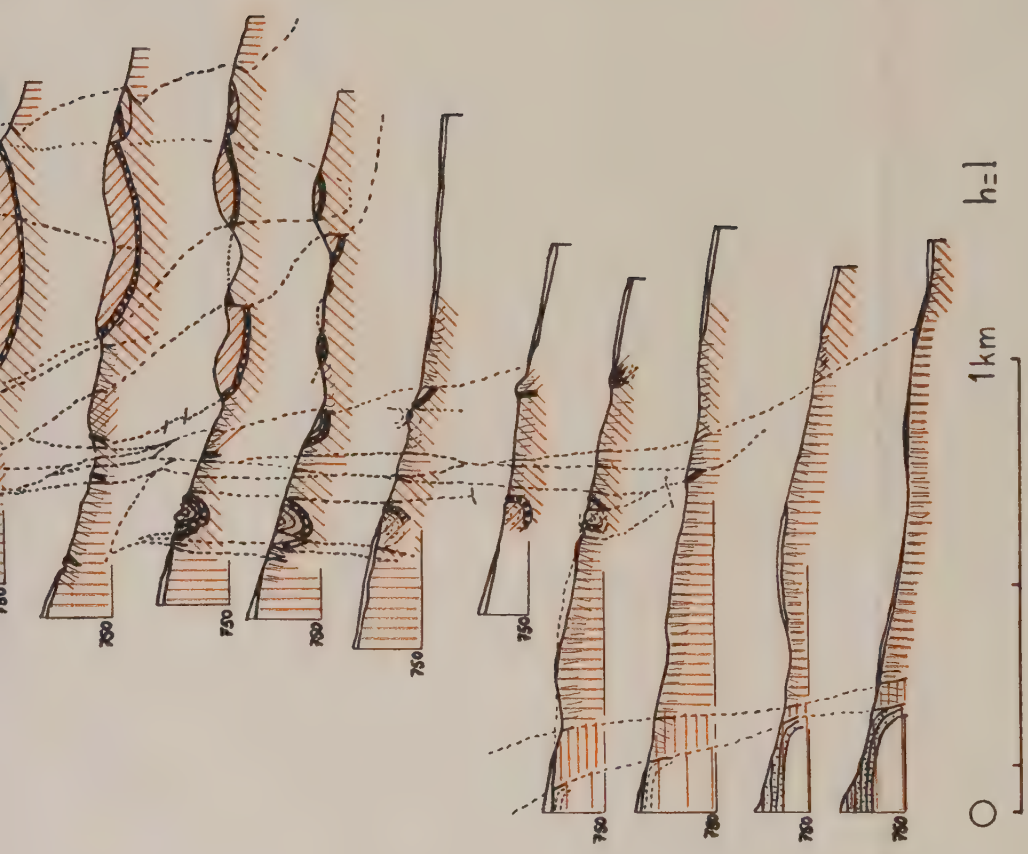
Feuille Mansourah



Bordj-bou-Arreridj



10 9 8 7 6 5 4 3 2 1



Pl. III. — *Les collines sénono-éocènes à l'W de Mansourah*
(vues de Draa Seliet, au-dessus de la gare de Mansourah)

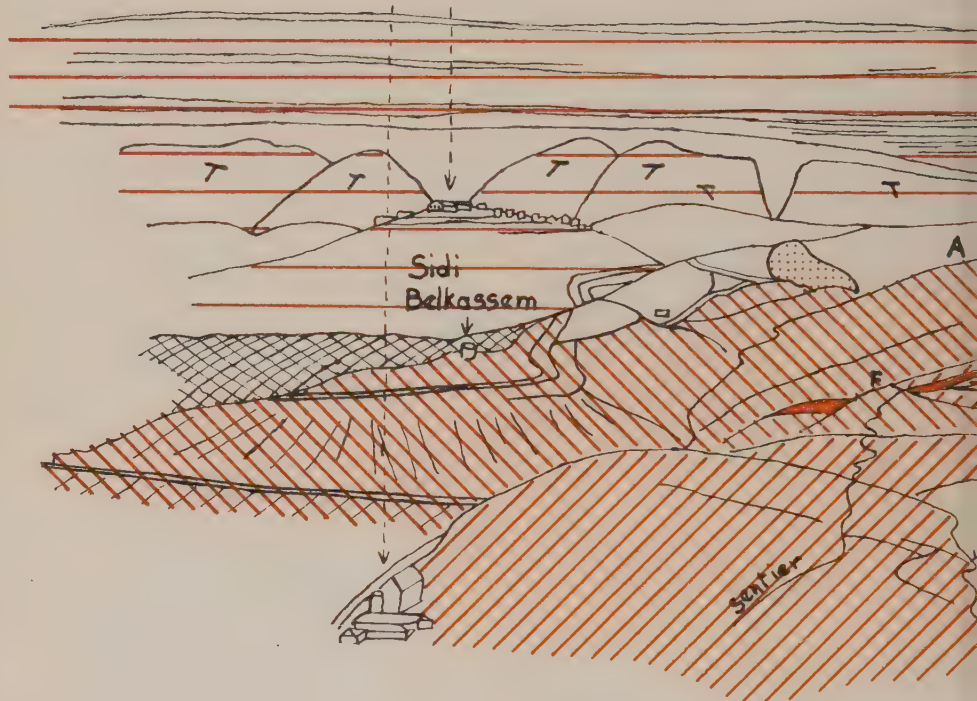
Le point de vue est indiqué sur la planche II par un point cerclé, au NE de la gare, vers C.L. 659,00 - 310,65.

- 1 : Sénonien néritique de la lame A₂ ;
- 2 : Dano-Montien de la lame A₃ ;
- 3 : barre calcaire à silex du Thanétien ;
- 4 : calcaires ypréso-lutétiens ;
- 5 : Miocène inférieur de la lame A₁ ;
- 6 : Miocène autochtone du Dj. Mansourah ;
- A : éboulis ;
- F : faille ;
- CA : contact anormal.

Mansourah Kebira

Gendarmerie de Mansourah

Djebel Mansour



1

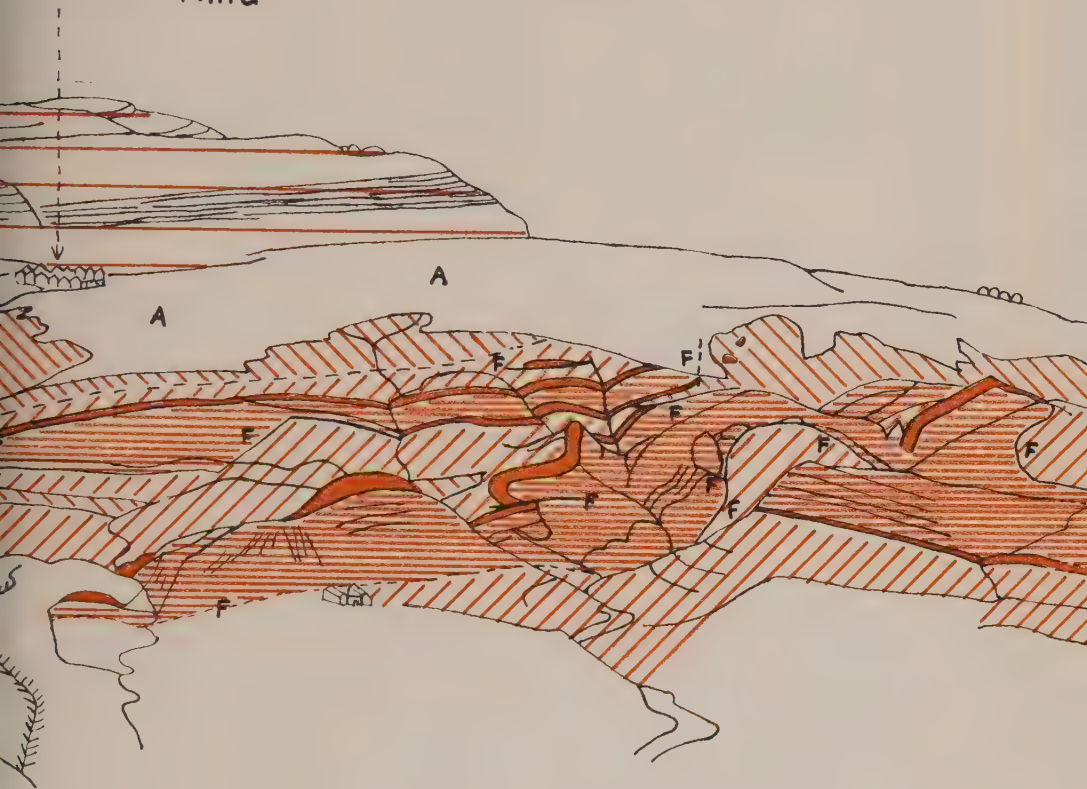


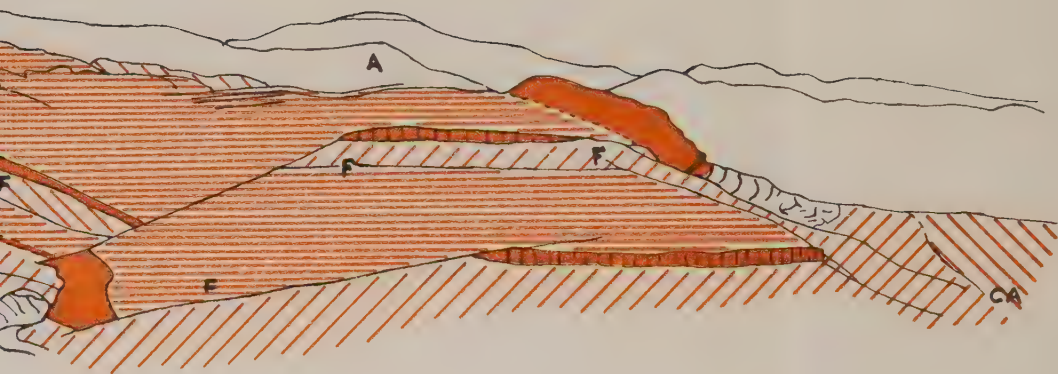
2



3

Mansourah Srhira





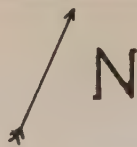
Pl. IV. — *Lames de l'unité A à l'WSW de la gare de Mzila*
(*feuilles Mansourah et Oued Okris*)

1 : Série crétacée des Azerou ; 2 : Sénonien néritique (lame A₂ et klippes sédimentaires) ; 3 : Sénonien vaseux, dit bathyal (lame A₄) ; 4 : Dano-Montien (lame A₃) ; 5 : Éocène calcaire avec barre à silex (lame A₃) ; 6 : Lutétien supérieur (lame A₃) ; 7 : Flyschs crétacé et numidien (unité C) ; 8 : Miocène inférieur (subautochtone et lame A₁) ; t : complexe triasique ; cr : calcaires rocheux du Sénonien transformé au contact du Trias.

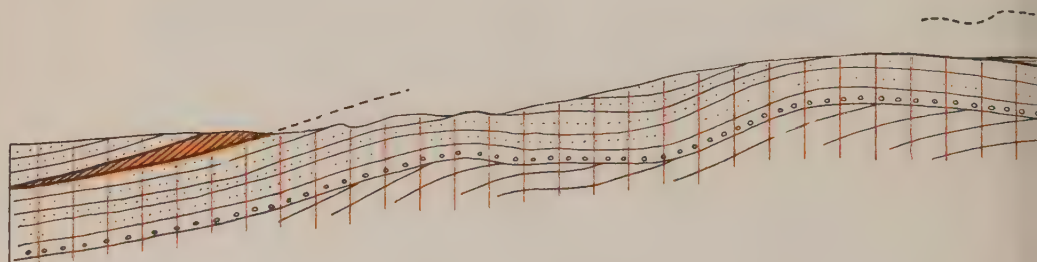
Pl. V. — *Coupe structurale synthétique entre la dépression hodnène*
et le massif de Grande Kabylie

- 1 : Autochtone des Monts du Hodna et du Djebel Mansourah : Crétacé et Éonummulitique, recouverts de Miocène inférieur discordant qui contient des klippes sédimentaires.
- 2 : Subautochtone type Djebel Choukchot : Crétacé et Miocène inférieur discordant avec klippes sédimentaires ;
- 3 : Klippes sédimentaires ;
- 4 : Écailles subautochtones type chaîne des Azerou : Crétacé ;
- 5 : Zone bibanique : Crétacé ;
- 6 : Lame A₁ : Miocène inférieur et klippes sédimentaires surtout formées de Sénonien néritique ;
- 7 : Lame A₂ : Sénonien néritique ;
- 8 : Lame A₃ : Sénonien supérieur, Dano-Montien et Éonummulitique ;
- 9 : Lame A₄ : Sénonien vaseux ;
- 10 : Lame B₁ : Sénonien vaseux et Éonummulitique ;
- 11 : B₂ : Sénonien à plaquettes calcaires ;
- 12 : Lame C₁ (Sénonien conglomératique) et C₂ (Flysch crétacé, formant au N la nappe du Flysch) ;
- 13 : Lame C₃ : Néonummulitique (Numidien) ;
- 14 : Lame C₄ : Miocène inférieur ;
- 15 : Zone intermédiaire (Sous-zone des Écailles Intermédiaires, Babors, zone sous-kabyle).
- 16 : Nappe kabyle (Chaîne calcaire et massif ancien).

Cette coupe composite est nécessairement dépourvue d'échelle. Elle se propose seulement d'indiquer les relations mutuelles des unités structurales, dans l'hypothèse d'un déplacement réduit des unités bibaniques. Les traits épais représentent des contacts injectés de Trias (t). Les parties non hachurées correspondent aux secteurs où les lames A₁-A₂, A₃-A₄ sont indifférenciées.



S



PLAINE DU HODNA

MONTs

DU

HODNA



1



2



3



4



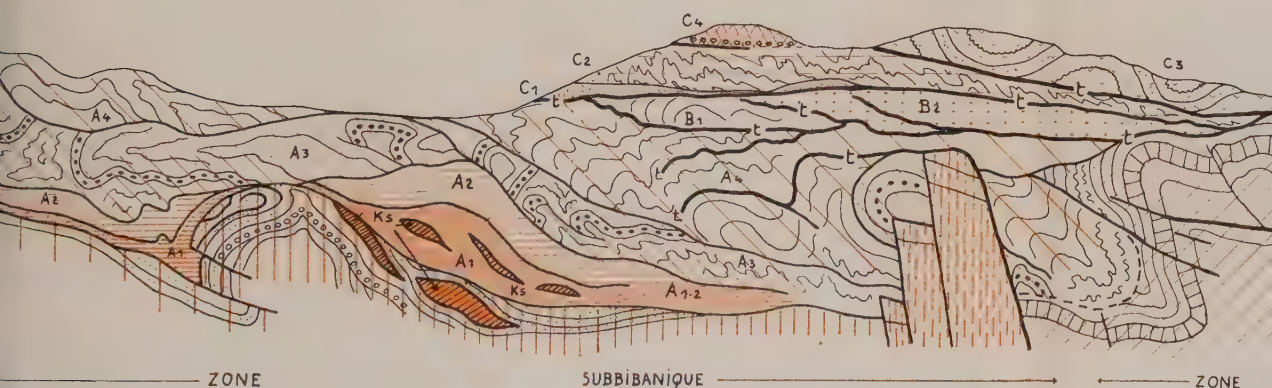
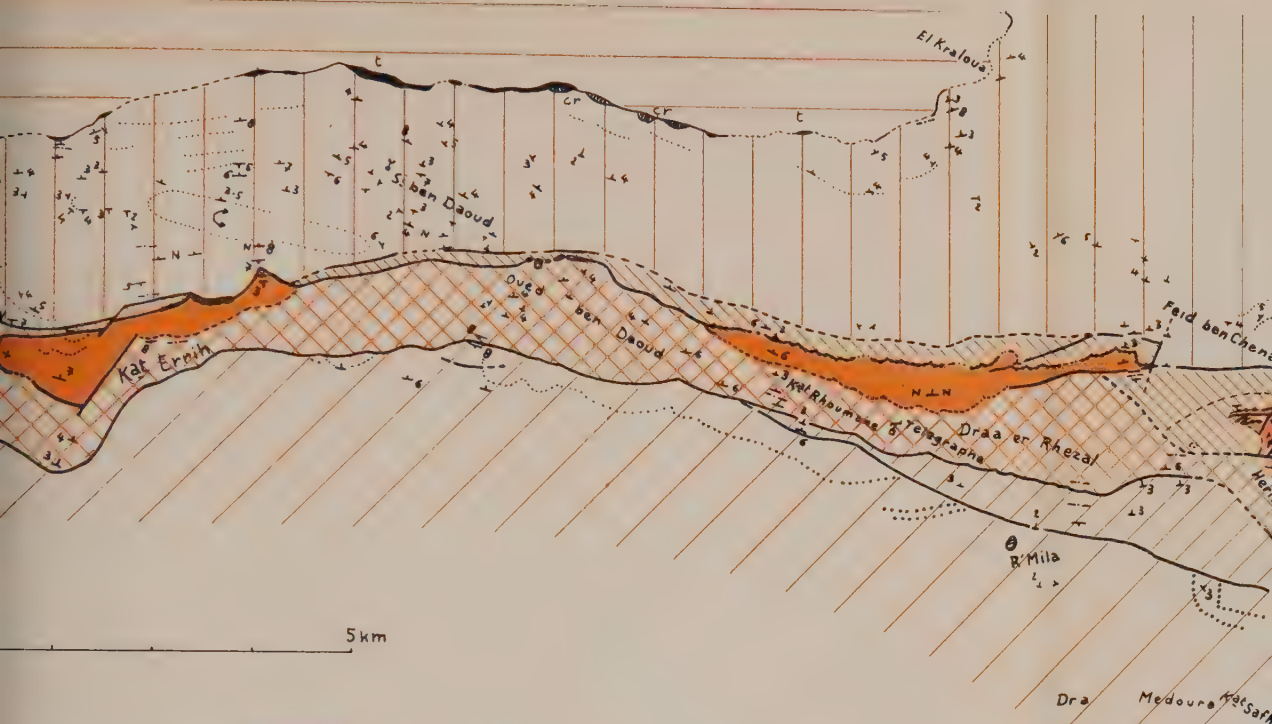
5

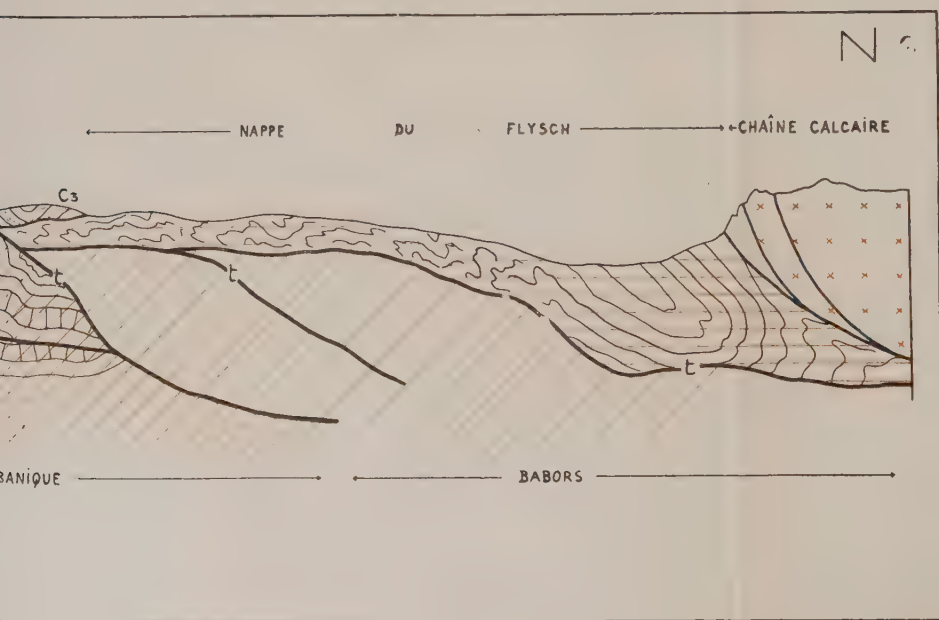


6



7





Pl. VI. — *Evolution de l'Atlas tellien au N du Hodna*

Légende des abréviations (ordre alphabétique) :

- Aut : Autochtone présaharien ;
- A₁₋₂, A₃₋₄, A₄ : lames de l'unité A ;
- Bab : Babors (prolongement occidental) ;
- B₁, B₂ : lames de l'unité B ;
- C₁, C₂₋₄ : lames de l'unité C ;
- F : Flysch (du domaine du Flysch) ;
- KS : Klippes sédimentaires ;
- M1 : Miocène I ;
- M2 : Miocène II ;
- NF : Nappe du Flysch ;
- NK : Nappe kabyle ;
- Q (avec flèche) : sens du transport du quartz détritique ;
- Sa : Subautochtone ;
- X : Terrains anciens de Grande Kabylie.

Commentaire

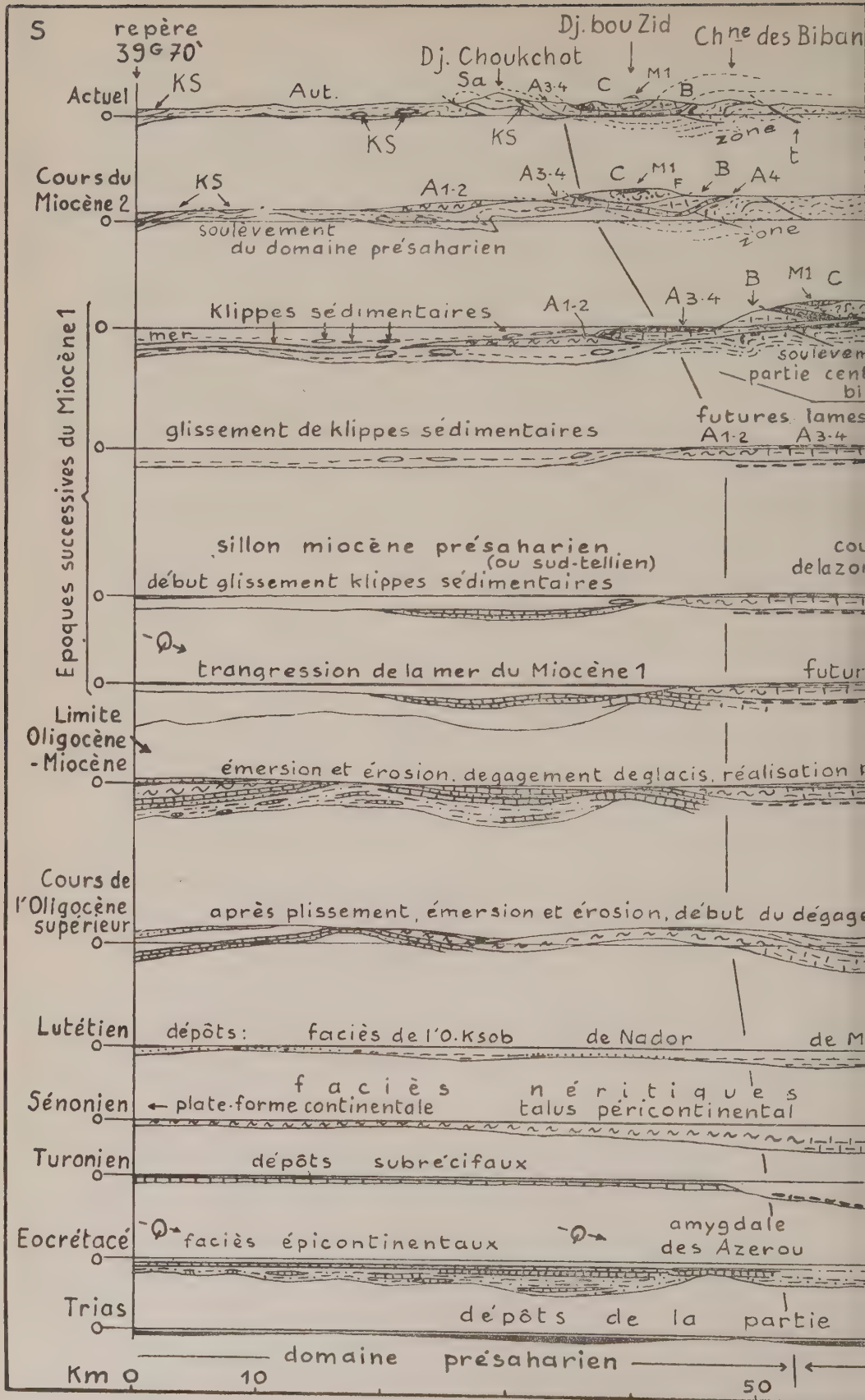
Le niveau de la mer (o) est indiqué sur chacune des coupes. La structure interne des diverses unités est schématisée.

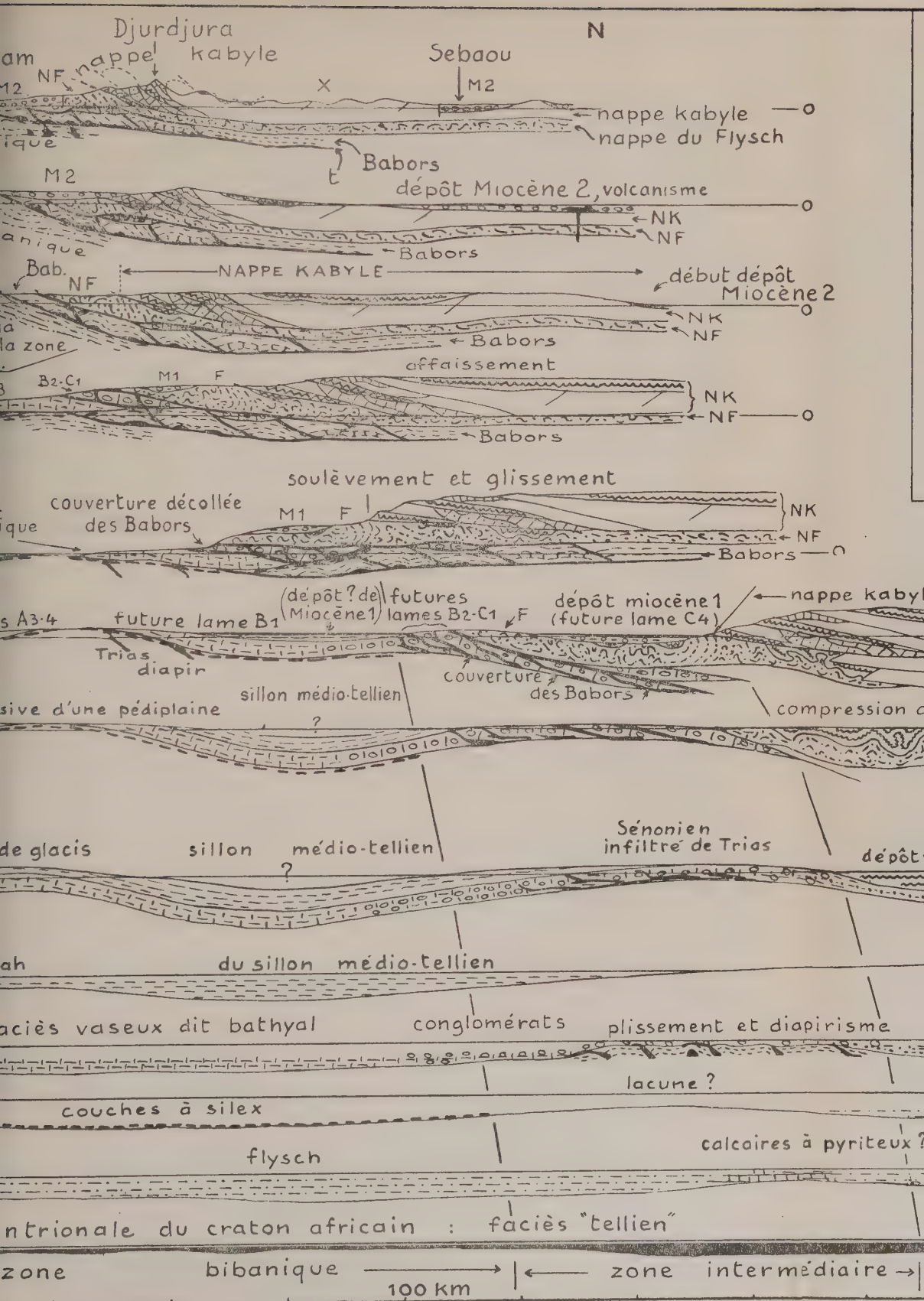
Les reconstitutions paléotectoniques impliquent un choix entre les hypothèses exposées dans le texte. Ici, les coupes sont établies en admettant un très large déplacement horizontal des domaines septentrionaux. Il serait facile de passer à une interprétation plus autochtoniste en réduisant le déplacement horizontal de la zone intermédiaire.

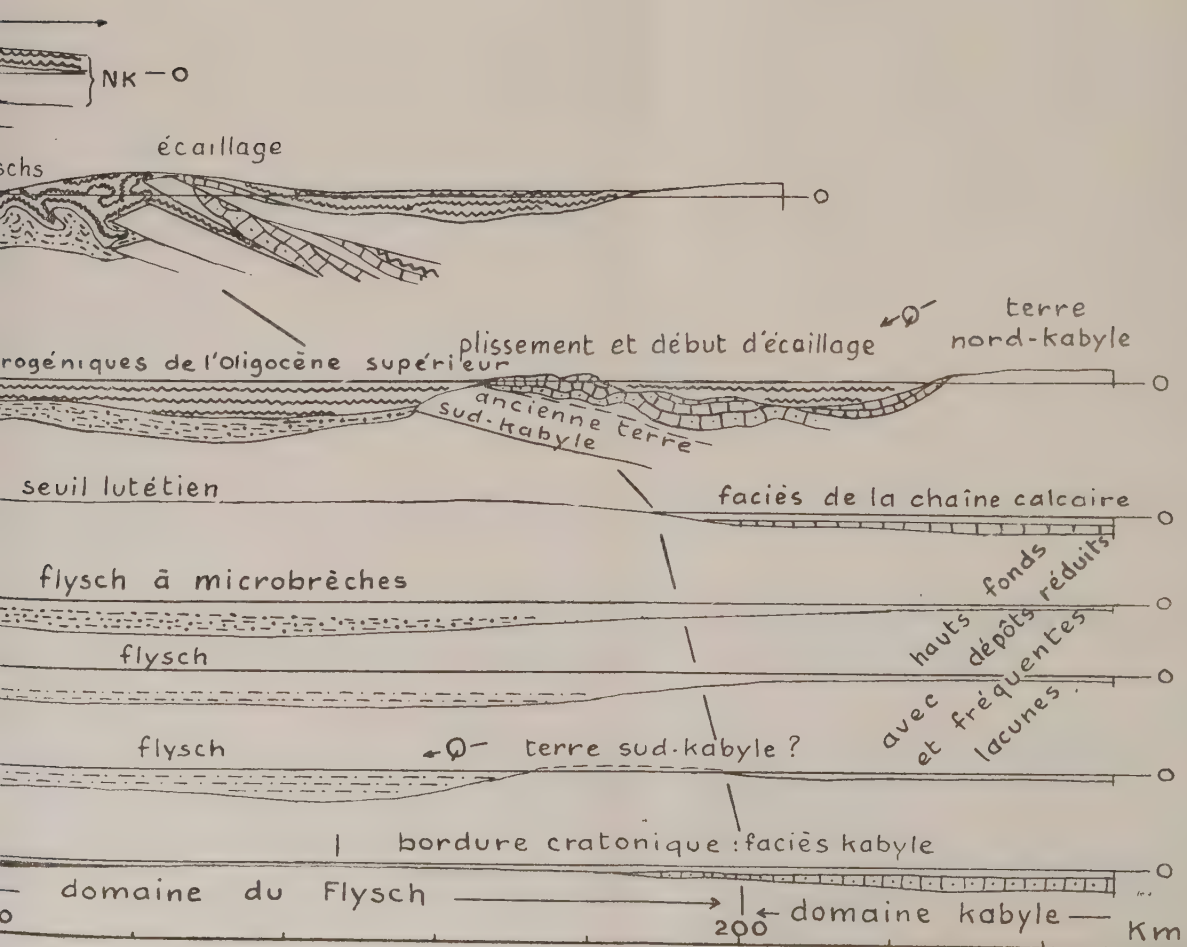
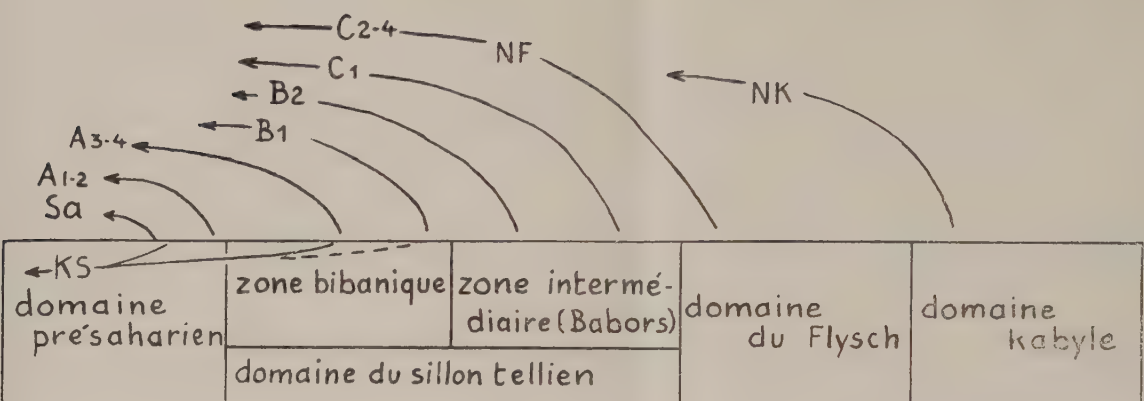
Les autres hypothèses portent sur :

- la situation « sud-kabyle » du domaine du Flysch (v. p. 726),
- l'existence d'une terre sud-kabyle, constituant une source de quartz (v. p. 728),
- la situation des calcaires à pyriteux dans l'Éocrétacé des Babors (v. p. 169),
- la répartition des dépôts éocènes dans le Tell (v. pp. 327 et 706),
- la situation du seuil lutétien (v. pp. 396 et 749),
- la localisation des dépôts numidiens au N de la zone intermédiaire (v. pp. 751 et 755),
- l'existence d'un sillon médio-tellien et sa permanence jusqu'au Miocène I (v. pp. 755 et 757),
- le début de la sédimentation nord-tellienne (*dellysienne*) du Miocène II avant la fin du dépôt sud-tellien du Miocène I (v. p. 759).

En cartouche : origine et mode de superposition des unités allochtones.







PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES



A. — *La gorge de la Petite Porte de Fer (Bab es Shhir)*
Quart SE de la feuille Beni Mansour.

Le point de vue est situé en C.L. 654,375 - 324,850. L'Oued Boukton emprunte une gorge épigénique tranchant la série albo-cénomaniennne des Portes de Fer (v. pp. 208-233 et fig. 122), déversée au S et découpée par des failles obliques. Les lames calcaires du dernier plan appartiennent au Vraconien. Les plans intermédiaires correspondent au Cénomaniien, le premier plan à la barre calcaire du Cénomaniien supérieur. On distingue, en bas à droite, l'une des échancrures étroites qu'emprunte l'Oued Boukton. De telles échancrures perpendiculaires à la direction des bancs ont pu s'établir sur le trajet de diaclases NS, qui apparaissent en grand nombre dans la région des Portes de Fer. Certaines de ces diaclases sont élargies et hébergent des veines de calcite grossièrement cristallisée, larges de 5 à 50 cm.

B. — *L'unité des Portes de Fer (zone bibanique).*

En haut : *Versant septentrional de la chaîne des Biban s. str., vu du point C.L. 654,60 - 325,85, vers l'WSW.* La lame calcaire en relief s'élève entre la Petite et la Grande Porte de Fer, et appartient au Vraconien. A sa gauche apparaissent les marnes et calcaires du Cénomanién inférieur. A sa droite, le talus boisé est installé sur l'Albien supérieur. Au dernier plan, à droite, la cuesta est formée par l'Albien supérieur et le Vraconien, subhorizontaux. Au pied du talus se développe un glacis couvert de limons et de cailloutis, qu'entaillent des oueds aux berges abruptes.

En bas : *piton oriental d'El Mecène (feuille El Esnam, C.L. 624,25 - 332,05).* Vue, du point C.L. 623,25 - 332,25, vers l'E. Le piton correspond à une énorme lentille gréseuse éocrétacée, redressée à la verticale. Les cannelures qui apparaissent sur ses flancs représentent des joints de stratification. Le talus boisé est couvert d'éboulis. En bas à droite se développe un glacis limoneux cultivé en céréales. Au-delà du piton s'étendent les molles croupes schisteuses du Flysch éocrétacé.





C. — *Extrémité SW de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane*
(feuille Beni Mansour).

Vue, du point C.L. 653,90 - 327,40, dans la direction de l'ENE.

La crête est formée d'une lame calcaire cénomaniennne subverticale, située entre Ti Chabanine et S^t Abd el Aziz (point coté 726, C.L. 654,65 - 327,70), appartenant à l'unité de Sidi Mohammed Amokrane, et visible de la route nationale, au voisinage de la station des Portes de Fer. Les pentes boisées sont formées de marnes schisteuses intercalées de dalles calcaires, subhorizontales, appartenant à l'Éocrétacé de l'unité des Portes de Fer. Le contact anormal séparant les deux unités passe au pied de la lame cénomaniennne. Pour plus de détails, v. pp. 637-643 et fig. 63, 122.

D. — *Calcaires à silex thanétiens sous le faciès de Mansourah*
(SE de la gare de Mzila, feuille Mansourah, C.L. 652,45 - 314,05).

La barre rocheuse, étudiée p. 352, § 8, est formée de calcaires noirs à patine jaune crème, contenant des silex noirs en rognons ou en lentilles, disposés parallèlement à la stratification. Les plus gros rognons visibles sur la photographie sont épais de 10 cm.

E. — *Nodules zonés et écailleux du Maestrichtien, recueillis dans les marnes sombres à reflets brun-roux (au N de l'Oued ed Djenaïne, feuille Bordj-bou-Arréridj, C.L. 673,65 - 316,05), v. p. 276.*

Le plus gros des nodules figurés présente une longueur de 13,5 cm ; le plus petit une longueur de 7,5 cm. Ils sont formés de zones concentriques et l'on distingue, du centre à la périphérie :

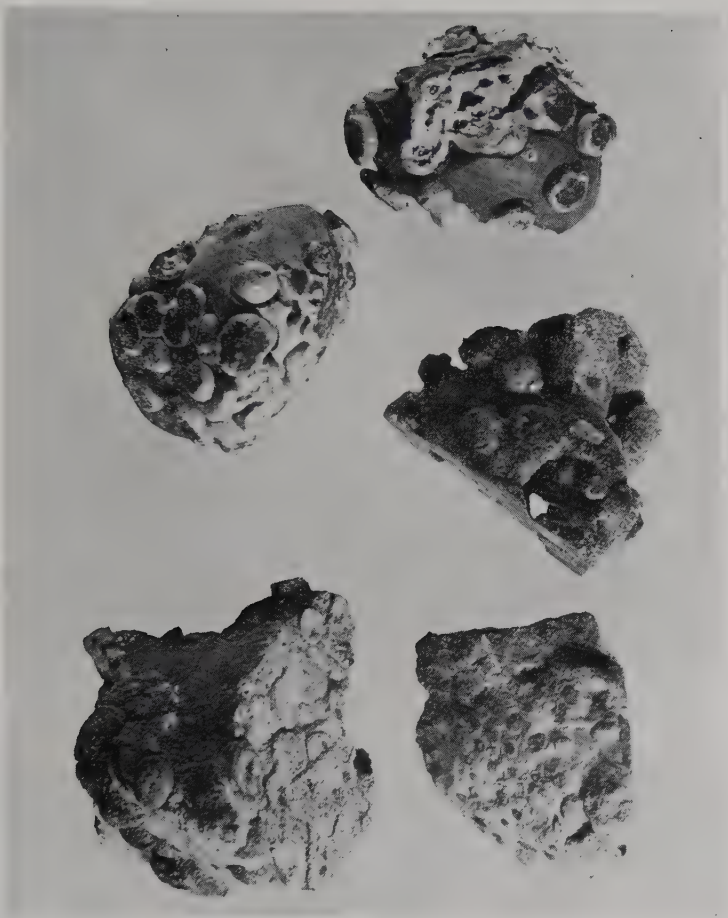
- un noyau blanchâtre (visible sur le petit nodule),
- une zone gris verdâtre clair, compacte, à pâte fine,
- une enveloppe zonée, jaune ou brunâtre,
- des écailles qui se desquament progressivement à l'air libre, craquelées, de teintes jaune, brune, lie de vin, noir violacé. Elles contiennent du calcaire, au contraire des zones précédentes. Lorsqu'ils sont en place, ces nodules sont enrobés d'une croûte marneuse, dont les feuillets se disposent concentriquement, et qui passe progressivement aux marnes écailleuses encaissantes.





F. — Sénonien à plaquettes calcaires et niveaux détritiques de la lame B₂
(secteur de Kasbah, feuille Bordj-bou-Arréridj, C.L. 663,60 - 315,60).

L'affleurement est constitué de marnes grises alternant avec des plaquettes calcaires patinées de roux. Ce « Flysch roux » est décrit p. 284, § a.



G. — Galets calcaires à bourgeons siliceux, contenus dans le Sénonien conglomératique (lame C₁) (v. pp. 286 et suivantes).

Les galets sont constitués de calcaires à pâte fine, oolithiques ou non. Ils contiennent des bourgeons subsphériques, isolés, ou coalescents, ou disposés en chapelet. Ces bourgeons sont formés d'enveloppes siliceuses concentriques, qui se développent indifféremment dans le ciment et les oolithes, et conservent en leur sein la structure oolithique. Après dissolution partielle du calcaire, ils demeurent en relief en dessinant des pustules arrondies. Les particularités suivantes peuvent être signalées :

En haut à gauche : galet de 5,5 cm de longueur. Calcaire gris à pâte très fine, à cassure très lisse. Bourgeons de 0,5 à 1 cm de diamètre, de teinte grise de plus en plus foncée du centre à la périphérie. En surface, les bourgeons les plus proéminents sont tronqués, ce qui permet de reconstituer la forme primitive du galet.

En haut à droite : portion du galet précédent, attaquée par HCl, et montrant les bourgeons en grande partie dégagés.

A droite au milieu : galet scié et attaqué par HCl jusqu'à disparition du calcaire oolithique gris à pâte fine. Seuls subsistent les bourgeons coalescents, dont le diamètre peut atteindre 1 cm. Ces bourgeons, ferrugineux, sont couverts de petites pustules représentant les oolithes silicifiées.

En bas : galets de calcaire bicolore (gris et jaune), à pâte fine. Les bourgeons offrent des dimensions variables (de 0,1 à 1 cm de diamètre).



H. — *Figures de fluxion et de charge au mur d'un banc gréseux miocène*
(Selatna, feuille Mansourah, C.L. 646,20 - 302,05).]

Ce banc gréseux, dont le fragment représenté atteint environ 50 cm, appartient à la partie supérieure de la série miocène autochtone. On distingue, parmi les contre-empreintes :

— des boursouflures allongées, parallèles à d'étroites saillies rectilignes. Les saillies peuvent être dues au trainage d'objets durs sur un fond argileux. Les boursouflures se fondent, vers la gauche, dans le banc gréseux. Dans leur partie droite, elles sont plus saillantes, plus élevées et tendent à surplomber le banc gréseux. Par exagération de cette tendance, elles se détacheraient du banc pour former des pseudo-nodules. Leur disposition, surtout nette au centre de la photographie, témoigne d'un écoulement. Elles représentent donc des figures de fluxion (v. p. 439).

— des poches irrégulières et de petites dimensions, qui se superposent localement aux boursouflures précédentes, et ne s'étendent dans aucune direction privilégiée. Elles peuvent être considérées comme figures de charge pure, naissant au hasard à la suite d'ébranlements du fond sous-marin, et profitant de discontinuités locales dans la composition du grès ou dans l'état physique des pélites.

I. — *Figures de fluxion (lobate rill marks)*
au mur d'un banc gréseux de la série oligocène de Medjana
(près d'Aïne Safsaf, feuille Bordj Boni, C.L. 676,80 - 320,90).

Les contre-empreintes représentées sur cette photographie apparaissent à la base de l'une des séquences décrites p. 430. Elles ont été dégagées grâce à l'entraînement des pélites sur lesquelles reposait originellement le banc gréseux.

Les boursouflures les plus accusées sont nettement polarisées. Elles s'atténuent progressivement vers la gauche ; vers la droite, elles s'arrondissent, se gonflent, deviennent plus saillantes et tendent à se détacher du banc gréseux. On se reportera, pour l'étude des phénomènes de fluxion, aux pages 432-439.

J. — *Décomposition en miches de calcaires sénoniens,
à l'E de la chaîne des Azerou (feuille Beni Mansour).*

Un banc calcaire redressé, et haché de diaclases, se divise progressivement en miches irrégulières, couvertes d'une croûte d'altération dont on observe, çà et là, les déchirures. La forme des miches se régularise grâce au départ d'écailles courbes, qui font tomber les arêtes. Les fragments de tailles diverses, résultant de cette évolution, se résolvent en menus débris visibles au pied du banc calcaire. Une telle décomposition donne des résultats analogues à la désagrégation granulaire des roches éruptives acides : la petite taille des débris permet leur facile entraînement sur les glacis d'érosion, et les versants rocheux sont séparés des pédiments par un Knick bien marqué.

En arrière du banc, on observe des blocs éboulés. L'un d'eux montre, sur une section récente, la couleur foncée de la roche non altérée, et la teinte claire de la croûte d'altération superficielle.

K. — *Boules résultant de la fragmentation d'un banc calcaire sénonien
(N d'El Guantra, feuille Beni Mansour, près de C.L. 653,75 - 322,75).*

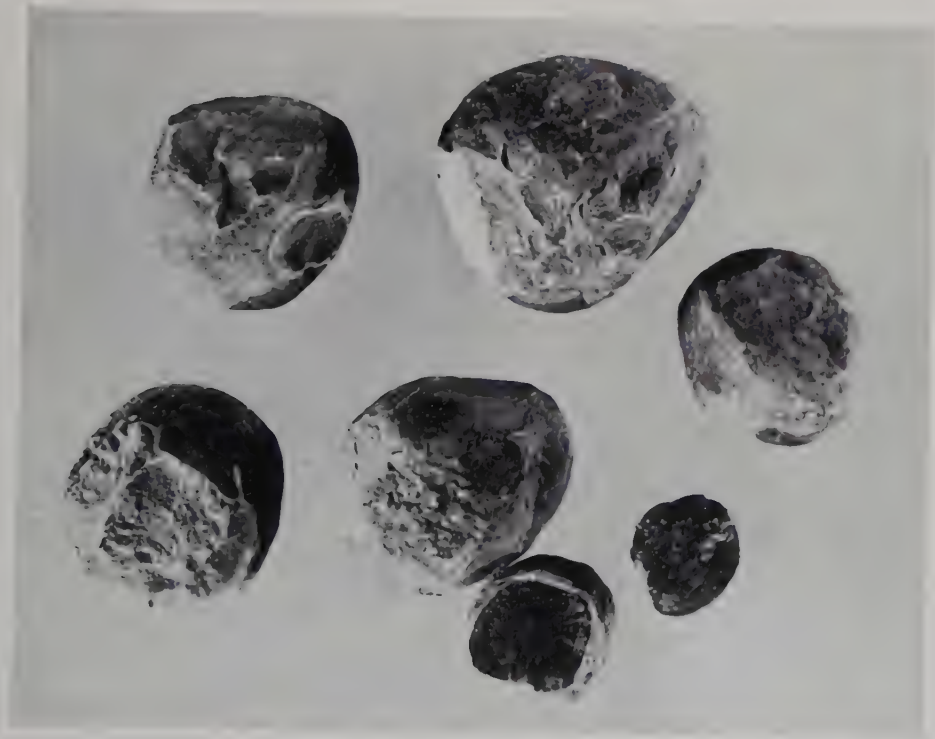
Le grand diamètre des boules figurées varie de 4 à 9 cm.

Ces boules, beaucoup plus parfaites que les miches de la planche J, proviennent d'un banc de calcaire gris bleu foncé, coupé de multiples diaclases.

Dans la partie inférieure droite de la photographie, on observe une petite boule brisée en deux fragments de tailles différentes. Sur la cassure apparaît la teinte sombre du calcaire non altéré.

Les autres boules sont irrégulièrement couvertes de cupules, abandonnées par des éclats de forme courbe. Les unes régularisent, les autres altèrent la sphéricité des boules.

Les divers stades d'écailage se reconnaissent aux teintes des patines, qui passent progressivement du gris bleuté au blanc grisâtre.





L. — *Décomposition en « oreillers » d'une dalle calcaire sénonienne*
(NE de la maison forestière d'Arboul,
feuille Bordj-bou-Arréridj, C.L. 673,55 - 315,25).

La dalle calcaire représentée ici plonge au N. Elle appartient aux calcaires à Inocérames typiques du Sénonien « vaseux ». On observe deux systèmes indépendants de diaclases, chacun d'eux comprenant deux directions grossièrement orthogonales. Les diaclases horizontales et verticales sont plus anciennes et plus continues que les diaclases obliques. Toutes ces diaclases sont élargies en rigoles profondes de 5 à 10 cm, partiellement comblées de débris anguleux qui naissent de la décomposition des « oreillers ». Les débris sont entraînés au cours des fortes averses, grâce à la concentration de l'écoulement dans les rigoles, et viennent s'étaler en une nappe caillouteuse, au pied de la dalle calcaire.

Lorsqu'une telle dalle repose sur une couche marneuse facilement affouillable, les « oreillers » sont finalement déchaussés. Ils fournissent, sur les pentes, des blocs à base plane et à sommet bombé.

M. — *Nodules calcaires à croûte jaune du Sénonien de la lame B₁*
(Campanien probable, feuille Mansourah, C.L. 656,45 - 314,30).

A l'inverse des miches, boules et oreillers représentés sur les planches précédentes, ces nodules ne proviennent pas d'une décomposition superficielle, mais représentent des accidents de sédimentation. Ils résultent sans doute d'une concentration sélective du calcaire au sein des marnes sénoniennes, et c'est l'entraînement de ces marnes qui a permis leur dégagement. Fort semblables, par leur aspect extérieur, aux nodules jaunes de l'Éocène de l'unité B (v. p. 399, division 4), ces nodules sont formés d'un calcaire compact, gris bleu foncé, couvert d'une croûte jaune à brun cuivré. Cette croûte passe originellement aux marnes encaissantes, qui se disposent en membranes plus ou moins parallèles à la surface du nodule.

Sur la photographie, on note que la croûte des nodules est divisée par des fissures, qui semblent témoigner d'une structure septaria. Parfois, ces nodules se pèlent progressivement par desquamation de la croûte (nodule situé devant le personnage) et conservent leur forme ; mais ils peuvent aussi perdre de leur régularité grâce au départ d'écailles anguleuses (nodules situés à gauche et — surtout — à droite du personnage).

A côté de ces nodules existent des « boudins » d'environ 50 cm de diamètre et 1 à 2 m de longueur. Ils se divisent en tranches par éclatement.

N. — *Glissements en chaîne dans les marnes sénoniennes de la lame A₄*
(Bled Iril, feuille Mansourah, point de vue situé en C.L. 663,90 - 313,00)

Le talus affecté par les glissements est exposé au N. Il est constitué par des marnes sénoniennes pauvres en intercalations calcaires, et recouvertes par des limons colluviaux cultivés en céréales.

On reconnaît ici les effets de deux phases de glissement successives. La couronne d'arbres qui s'élève presque jusqu'au sommet de la côte se situe dans une ancienne zone d'arrachement, modelée par des éboulements et par de petits oueds. Cette zone de décollement est particulièrement bien visible dans la partie gauche de la photographie.

L'amphithéâtre situé à l'intérieur de cette zone comprenait, dans sa partie inférieure, un bourrelet de flowage. Ce bourrelet n'a pas subi de modifications dans la partie droite de la photographie. Au contraire, dans la partie centrale, il a glissé à son tour, par paquets successifs, de dimensions variables. La partie médiane, qui a subi le plus grand déplacement, montre à son tour un bourrelet caractéristique. Les multiples niches d'arrachement, bien qu'entaillées par de petites rigoles, ont conservé des formes très fraîches.

O. — *Le flanc méridional du massif du Djebel Kasbah*
(Subautochtone, partie N de la feuille Msila au 1/200.000).

Le piton triangulaire visible dans la partie gauche de la photographie (partie SW du massif) est formé de calcaires éocènes (v. p. 333, divisions 1 à 8) en position normale. La bande calcaire se déverse au S du piton et se renverse progressivement vers le S (collines situées dans la partie médiane de la photographie). La partie supérieure de la série éocène (v. pp. 334-335, divisions 9 à 15) est formée de couches rouges, recouvertes par le Miocène inférieur transgressif, lui-même renversé, et formant les premières pentes.

L'élaboration du glacis (pédiment) situé au premier plan est facilitée par la nature des roches miocènes : marnes tendres et grès s'arénisant facilement. La finesse des produits de désagrégation permet l'établissement d'une nette rupture de pente au pied du versant.



TABLE DES MATIÈRES

TOME I

SOMMAIRE	VII
AVANT-PROPOS	IX
Bibliographie	1
AVERTISSEMENT	1
PRINCIPALES ABRÉVIATIONS.....	1
LISTE ALPHABÉTIQUE	2
Toponymie	31
Introduction	35
A. SITUATION DU TERRITOIRE ÉTUDIÉ	35
B. CARTOGRAPHIE ET EXTENSION DES LEVERS.....	37
C. HISTORIQUE GÉNÉRAL	39
Cadre géographique	41
A. GÉNÉRALITÉS	41
(a. Les Atlas : 41 ; b. L'Atlas tellien : 43 ; c. Le Tell méridional : 44).	
B. CARACTÈRES DES ZONES GÉOGRAPHIQUES SITUÉES ENTRE LA CHAÎNE DU DJURDJURA ET LA DÉPRESSION DU HODNA	46
(a. Dépression de la Soummam : 46 ; b. Chaîne des Biban et zone bibanique : 46 ; c. Dépression et zone subbibanique : 47 ; d. Chaîne du Dj. Mansourah et Monts du Hodna : 48 ; e. Dépression du Hodna : 49).	
C. CLIMATOLOGIE '.....	49
D. VÉGÉTATION	53

E. RESSOURCES MINÉRALES	54
(a. Gîtes minéraux : 54 ; b. Matériaux de construction : 54 ; c. Industries indigènes : 55 ; d. Exploitations européennes : 55)	
Stratigraphie	57
AVERTISSEMENT	57
EXTENSION DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE	58
CONDITIONS DE L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE	59
HISTORIQUE	59
Trias et complexe triasique	61
I. INTRODUCTION	61
II. LES ROCHES ET LES MINÉRAUX DU COMPLEXE TRIASIQUE	62
A. <i>Historique sommaire et principes d'exposition</i>	62
B. <i>Roches sédimentaires triasiques</i>	63
(1° Anhydrite et gypse : 63 ; 2° Sel gemme : 64 ; 3° Roches carbonatées : 65 ; 4° Marnes et argiles : 66 ; 5° Roches gréseuses : 67.)	
C. <i>Roches éruptives emballées dans le Trias</i>	67
(1° Historique : 67 ; 2° Répartition des « ophites » : 68 ; 3° Les « ophites » de la région des Biban (dolérite dioritique, micromonzonite, andésite doléritique, andésite noritique, ophites et roches volcaniques altérées) : 68 ; 4° Age de mise en place et genèse des « ophites » : 70.)	
D. <i>Roches sédimentaires non triasiques incorporées méca- niquement dans le complexe</i>	70
E. <i>Minéraux</i>	71
(a. Quartz : 71 ; b. Wernérites : 71 ; c. Soufre : 72 ; d. Pyrite : 72 ; e. Oligiste : 72 ; f. Oxydes de fer hydratés : 72 ; g. Barytine : 73.)	
III. LES DIVERS TYPES D'AFFLEUREMENT ET LES DI- VERSES MANIÈRES D'ÊTRE DU COMPLEXE TRIASIQUE	73
(1° Historique : 73 ; 2° Répartition générale : 73 ; 3° Lames et bandes triasiques : 75 ; 4° Lames com- plexes : 78 ; 5° Semelles : 81 ; 6° Amas : 83 ; 7° Trai- nées et imprégnations diffuses : 83 ; 8° Cicatrices : 85.)	
IV. AGE DES SÉDIMENTS TRIASIQUES ET CONDITIONS DE DÉPÔT DES SÉRIES SALIFÈRES.	86

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DES BIBAN	795
A. <i>Age des sédiments triasiques du Tell</i>	86
(1° Historique : 86 ; 2° Formation gypso-saline : 87 ;	
3° Formations marines à Myophories et Gervillies : 88 ;	
4° Grès rouges et schistes : 88.)	
B. <i>Comparaisons avec le Trias du Djurdjura</i>	89
C. <i>Conditions de dépôt des séries salifères du Trias</i> ...	90
V. NOTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES	90
VI. LES MANIFESTATIONS DU TRIAS	91
A. <i>Introduction et historique</i>	91
B. <i>Exemples de triasification relevés dans les zones biba-</i> <i>nique et subbibanique</i>	93
(1° Transformation des calcaires : 94 ; 2° Croûtes	
et patines ferrugineuses : 97 ; 3° Transformation des	
marnes : 97 ; 4° Minéralisation des grès : 98 ; 5° Miné-	
ralisation des cicatrices : 98.)	
C. <i>Les migrations</i>	99
(1° Généralités : 99 ; 2° Caractéristiques chimiques	
des sources minérales et thermo-minérales : 99 ;	
3° Déplacement de la barytine : 101 ; 4° Migration	
du magnésium : 101 ; 5° Migration de la silice : 102 ;	
6° Migration du fer : 103.)	
VII. CONCLUSIONS	104
Jurassique	107
I. INTRODUCTION	107
II. DESCRIPTION	107
A. <i>Jurassique douteux de Chelk el Hamra (Autochtone)</i> . ..	107
B. <i>Lambeaux jurassiques emballés dans le complexe</i> <i>triasique (Allochtone)</i>	107
(1° Lias : 108 ; 2° Jurassique douteux : 109 ; 3° Con-	
clusion : 111.)	
C. <i>Jurassique en galets dans le Sénonien conglomératique</i> <i>(Allochtone : lame C₁)</i>	111
III. CONCLUSION.	111
Crétacé	113
<i>Limites et subdivisions du Crétacé</i>	113
(Identification des étages : 113 ; Reconnaissance des	
limites d'étages : 114 ; Multiplicité des domaines de	
faciès : 115 ; Division du Crétacé en deux sous-	
systèmes : 115 ; Subdivision des sous-systèmes : 117.)	

Eocrétacé	119
I. INTRODUCTION	119
II. HISTORIQUE GÉNÉRAL	120
III. SÉRIE D'EL HAMRA-DREAT [AUTOCHTONE PRÉSA- HARIEN]	120
A. <i>Situation géographique</i>	120
B. <i>Historique</i>	122
C. <i>Coupe détaillée :</i> (Coupe de Chelk el Hamra au Teniet er Rih : 125 ; Coupe le long de l'Oued el Grebissa : 127.)	
IV. SÉRIE DU BLED GUEBLIA [SUBAUTOCHTONE]	137
A. <i>Situation géographique</i>	137
B. <i>Historique</i>	137
C. <i>Faciès des couches les plus anciennes de la série</i> ...	137
D. <i>Coupe détaillée</i>	139
V. INTERPRÉTATION DES COUPES D'EL HAMRA-DREAT ET DU BLED GUEBLIA	143
A. <i>Interprétation de la coupe d'El Hamra-Dreât</i>	143
B. <i>Remarques sur les étages distingués par J. Savornin</i> ..	146
C. <i>Interprétation de la coupe du Bled Gueblia</i>	146
D. <i>Conditions de dépôt</i>	147
E. <i>Remarques sur la dolomitisation</i>	150
VI. COMPARAISONS AVEC LES RÉGIONS ORIENTALES ET MÉRIDIIONALES	151
A. <i>Les faciès de l'Eocrétacé dans les Monts du Hodna à l'E du Dreat</i>	151
B. <i>Les faciès de l'Eocrétacé dans la région de Bou Saada</i> ..	152
C. <i>Conclusion</i>	154
VII. SÉRIE DES AZEROU [SUBAUTOCHTONE]	154
A. <i>Situation géographique</i>	154
B. <i>Historique</i>	155
C. <i>Coupe de l'Azrou Srhir</i>	155
D. <i>Coupe de l'Azrou el Kebir</i>	156
E. <i>Caractères généraux de la série des Azerou</i>	158
F. <i>Remarques sur la minéralisation des Azerou et du Dreât</i>	158
G. <i>Comparaisons avec les régions voisines</i>	159

VIII. SÉRIE DE LA ZONE BIBANIQUE	160
A. <i>Généralités</i>	160
B. <i>Historique</i>	160
C. <i>Descriptions détaillées</i>	161
1° <i>Secteur occidental</i>	161
(a. Région de Tikserai : 161 ; b. Iril bou Taga : 162 ;	
c. El Mecene : 162 ; d. Passage entre la série schisto-	
gréseuse dite albienne et la série marno-calcaire	
de l'Albien supérieur : 162.)	
2° <i>Secteur oriental</i>	163
D. <i>Vue d'ensemble</i>	165
E. <i>Remarques concernant l'absence possible de l'Albien</i>	
<i>moyen dans certaines zones de faciès</i>	165
F. <i>Accidents de sédimentation</i>	166
(1° Pseudo-nodules : 166 ; 2° Couches polaires : 166 ;	
3° Filons clastiques : 167 ; 4° Discordances intra-	
formationnelles : 167.)	
G. <i>Remarques au sujet du beef</i>	167
H. <i>Région d'Iril Ali</i>	167
I. <i>Variations de faciès entre le Hodna et la zone biba-</i>	
<i>nique</i>	169
IX. DOMAINES DE FACIÈS SEPTENTRIONAUX (TELL SEP-	
TENTRIONAL ET DJURDJURA)	169
A. <i>Série de la partie occidentale des Babors</i>	169
B. <i>Série de la « nappe du Flysch »</i>	170
(1° Généralités et considérations sur le faciès flysch :	
170 ; 2° Age du Flysch dans la zone Id de L. Glang-	
geaud : 171 ; 3° Note sur le Flysch de la nappe C :	
172.)	
C. <i>Série du Djurdjura</i>	172
X. CONCLUSIONS	173
A. <i>Répartition des faciès dans le temps et l'espace</i> ...	173
(1° Valanginien-Hauterivien : 173 ; 2° Barrémien-	
Aptien inférieur : 174 ; 3° Aptien supérieur : 174 ;	
4° Albien inférieur et moyen : 174.)	
B. <i>Paléocéanographie</i>	174
(1° Historique : 174 ; 2° Plateforme saharienne,	
talus et sillon tellien : 175.)	
C. <i>Provenance du quartz des séries gréseuses</i>	176

Néocrétacé	179
I. INTRODUCTION	179
II. HISTORIQUE GÉNÉRAL	180
III. SÉRIE DU DREAT [AUTOCHTONE]	180
A. <i>Introduction et historique</i>	180
B. <i>Coupe du Dreât à l'Oued el Annseur</i>	182
C. <i>Révision des faunes recueillies par Savornin dans le Dreât</i>	187
D. <i>Caractères essentiels de l'Albien supérieur-Vraconien du Dreât</i>	188
(1 ^o Albien supérieur : 188 ; 2 ^o Vraconien : 189.)	
E. <i>Comparaison avec la région de Bou Saada</i>	191
IV. SÉRIE DU DJEBEL CHOUKCHOT [SUBAUTOCHTONE].	191
A. <i>Introduction et historique</i>	191
B. <i>Albien supérieur - Cénomanien basal</i>	192
(1 ^o Coupe du Bled Gueblia : 192 ; 2 ^o Résumé des caractères de l'Albien supérieur - Vraconien du Bled Gueblia : 193.)	
C. <i>Cénomanien</i>	194
(1 ^o Coupe de l'Oued Tsenoubet : 194 ; 2 ^o Région d'Ed Dahar : 194 ; 3 ^o Au N du Kef el Ksiba : 195.)	
D. <i>Turonien</i>	195
(1 ^o Historique : 195 ; 2 ^o Coupe de la barre turonienne au N du Kef Soumar : 195 ; 3 ^o Kef el Assa : 197 ; 4 ^o Ed Dahar : 197.)	
E. <i>Sénonien inférieur</i>	198
(1 ^o Secteur d'Ed Dahar : 198 ; 2 ^o Forêt de Batite : 198 ; 3 ^o Oued Iguersane : 198.)	
F. <i>Caractères généraux des étages cénomanien, turonien et sénonien dans le massif du Djebel Choukchot</i>	199
V. SÉRIE DES AZEROU [SUBAUTOCHTONE].	201
A. <i>Introduction et historique</i>	201
B. <i>Coupe d'Azrou Sghir</i>	201
C. <i>Coupe d'Azrou el Kebir</i>	205
D. <i>Caractères généraux de la série Albien supérieur - Vraconien de la chaîne des Azerou</i>	207
VI. SÉRIE DE LA ZONE BIBANIQUE	208
A. <i>Introduction et historique</i>	208
B. <i>Coupe de Bab el Kebir</i>	211

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DES BIBAN 799

C. <i>Coupe de Bab es Srhir</i>	221
D. <i>Coupe de l'Oued Sidi Fadel</i>	222
E. <i>Coupe de la piste d'El Maïn</i>	223
F. <i>Coupe de Zemmoura</i>	224
G. <i>Caractères généraux de la série des Portes de Fer</i> ...	224
(1 ^o Pétrographie : 224 ; 2 ^o Stratigraphie : 226 ;	
3 ^o Niveaux repères : 231.)	
H. <i>Comparaisons avec les régions voisines</i>	232

VII. SÉNONIEN NÉRITIQUE DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE LA ZONE SUBBIBANIQUE [LAMES A₁-A₂ ET KLIPPES SÉDIMENTAIRES] 233

A. <i>Introduction et historique</i>	233
B. <i>Description des affleurements</i>	234
(1 ^o A l'E de Mansourah : 234 ; 2 ^o A Mansourah : 236 ;	
3 ^o Région de Chouf el Guiassa : 236 ; 4 ^o Région de	
l'Oued Mellez : 239 ; 5 ^o Région de Selatna : 241 ;	
6 ^o Région de Nador : 242 ; 7 ^o Itinéraire de Sidi	
Makhlouf : 242.)	
C. <i>Caractères généraux du Sénonien néritique</i>	244
D. <i>Remarques sur les fossiles du Sénonien néritique</i> ...	245
E. <i>Répartition des fossiles par étages</i>	247
F. <i>Conclusions et comparaisons</i>	249

VIII. SÉNONIEN VASEUX DE LA DÉPRESSION SUBBIBANIQUE [LAMES A₃-A₄ ET LAME B₁]..... 250

A. <i>Introduction et historique</i>	250
B. <i>Description des affleurements</i>	253
(1 ^o Entre la chaîne des Biban et la chaîne des Azerou :	
253 ; 2 ^o Au N du massif d'Harraza : 256 ; 3 ^o A l'W	
d'Azrou el Kebir : 256 ; 4 ^o Région du Hammam	
el Biban : 257 ; 5 ^o A l'E d'Azrou el Kebir : 259 ;	
6 ^o Anticlinal de Mzita : 259 ; 7 ^o Bled Tagorart : 262 ;	
8 ^o Entre Azrou Srhir et la lame triasique du K ^{at} Dje-	
bessa : 263 ; 9 ^o Entre Azrou el Kebir et Azrou Srhir :	
263 ; 10 ^o A l'WSW d'Azrou Srhir : Coupe de l'Oued	
Agoulès : 264 ; 11 ^o Au N du Djebel Dima : 265 ;	
12 ^o Au S d'Azrou Srhir : 265 ; 13 ^o Le long de la piste	
d'Harraza : 266 ; 14 ^o Région de Ben Daoud : 266 ;	
15 ^o Région de Boukton : 267.)	
C. <i>Composition lithologique des étages</i>	267
D. <i>Valeur stratigraphique des Inocérames signalés par</i>	
J. Savornin	269
E. <i>Types pétrographiques</i>	270
F. <i>Epaisseurs</i>	273

IX. SÉNONIEN A MARNES SOMBRES ET NODULES ÉCAILLEUX [LAME B ₁]	274
A. <i>Introduction et historique</i>	274
B. <i>Description des affleurements</i>	274
(1° Région d'Arboul : 274 ; 2° Au NE et au N du Djebel Mzita : 276 ; 3° Au S du Djebel Mzita : 276 ; 4° Au SW de Boukton : 277 ; 5° Région d'Arbea : 277 ; 6° Région d'Aine bou Rhout : 278 ; 7° Région d'Harraza : 278 ; 8° Région de Tiza : 281.)	
C. <i>Caractères généraux de la série</i>	282
D. <i>Types pétrographiques</i>	282
X. SÉNONIEN A PLAQUETTES CALCAIRES ET NIVEAUX DÉTRITIQUES [LAME B ₂]	284
A. <i>Introduction</i>	284
B. <i>Description des affleurements</i>	284
C. <i>Comparaisons</i>	285
XI. SÉNONIEN CONGLOMÉRATIQUE [LAME C ₁]	286
A. <i>Introduction et historique</i>	286
B. <i>Description des affleurements</i>	287
(1° Coupe de Draa Dilmi, à l'E de Medjana : 287 ; 2° Coupe de Meslane el Kebch : 288 ; 3° Entre le Djebel Morissane et le Djebel Mzita : 289 ; 4° Flanc W du Djebel Mzita : 290 ; 5° Bordure méridionale du massif d'Harraza : 290 ; 6° Région d'Iguer Ali : 291 ; 7° Région d'Aine Harraza : 293 ; 8° Coupe de Mechta Dafiane : 293 ; 9° Coupe de Merdjed ben Serdoun : 294 ; 10° Iril Ouiazit : 295 ; 11° Djebel Kalboun : 295.)	
C. <i>Remarques concernant les conglomérats des Djebels Zenoun et Kalboun</i>	296
D. <i>Conclusions et comparaisons</i>	298
XII. CRÉTACÉ A FACIÈS FLYSCH DU MASSIF D'HARRAZA [LAME C ₂]	300
A. <i>Historique</i>	300
B. <i>Descriptions locales</i>	300
(1° Coupe d'El Kraloua : 300 ; 2° Flanc S du massif d'Harraza : 302.)	
C. <i>Conclusions et comparaisons</i>	303

XIII. CONCLUSIONS GÉNÉRALES 304

A. *Coup d'œil sur le Néocrétacé de la région des Biban*.. 304

1° *Albien supérieur - Vraconien* 304

(a. Domaine comprenant les faciès du Dreât, du Bled Gueblia et des Azerou : 304 ; b. Domaine bibanique : 305.)

2° *Cénomanién*..... 305

3° *Turonien*..... 305

4° *Sénonien* 306

B. *Remarques paléocéanographiques* 308

Dano-Montien 313

(Série de transition crétacico-éocène)

I. INTRODUCTION ET HISTORIQUE 313

(Age de la série de transition : 313 ; Associations micropaléontologiques : 314.)

II. CARACTÈRES DE LA SÉRIE DANS LA ZONE DE FACIÈS DE MANSOURAH [LAME A₃] 315

1° *Couches sénoniennes supportant la série de passage*.. 316

2° *Série de passage Crétacé-Eocène* 317

(a. Marnes sombres : 317 ; b. Bancs et lits de rognons calcaires : 317 ; c. Lentilles de marnes gypseuses bariolées : 318 ; d. Nodules bariolés : 319 ; e. Bancs grésio-glauconieux : 319 ; f. Conglomérats à éléments phosphatés, dents de poissons, débris de Lamelli-branches et d'Oursins : 320 ; g. Rognons glauconio-phosphatés : 321 ; h. Sphéroïdes radiés de barytine : 321.)

3° *Épaisseurs* 321

4° *Problème de l'absence du Danien sur la lisière méridionale de la chaîne des Biban* 322

5° *Problème du littoral éocène inférieur dans la chaîne des Biban* 323

6° *Conclusion*..... 324

III. CARACTÈRES DE LA SÉRIE DANS LES ZONES DE FACIÈS DE NADOR-DJEBEL KASBAH [KLIPPES SÉDIMEN-
TAIRES DU SUBAUTOCHTONE] ET DU PLATEAU SÉTI-
FIEN [LAME B₁] 325

Éonummulitique	327
AVERTISSEMENT	327
I. INTRODUCTION	327
II. HISTORIQUE GÉNÉRAL	329
III. FACIÈS DE NADOR-DJEBEL KASBAH [SUBAUTOCH-TONE]	330
A. <i>Introduction et historique</i>	330
B. <i>Coupe de Nador</i>	331
C. <i>Age de la série</i>	334
D. <i>Remarques paléogéographiques</i>	336
IV. FACIÈS DE MANSOURAH, D'EL ACHIR ET DES ES-QUILLES [KLIPPES SÉDIMENTAIRES ET LAMES A₃-A₄]	339
A. <i>Introduction</i>	339
B. <i>Faciès de Mansourah</i>	339
1° <i>Descriptions détaillées</i>	340
a. <i>Bande méridionale</i>	340
(Écaille éocène située au SW de Zennouna : 340 ; Ras bel Ouahad : 340 ; Draa Seliet : 341 ; Région d'El Hamra : 343 ; Iril bel Hadj : 343 ; Coupe au S du point 707 de Chenaguir Maleha : 350 ; Coupes du Kef Naïmat et de Rass Chena- guir : 351 ; Écailles de Zitoun : 351.)	
b. <i>Bande septentrionale</i>	351
(Coupe au SE de la gare de Mzita : 351 ; Coupe au SE du Djebel Dima : 354 ; Coupe en bordure de la piste d'Harraza, à l'W du Djebel Dima : 355 ; Coupe en bordure de la piste d'Harraza, entre Draa el Onk et Draa Douimiz : 356 ; A l'W du Koudiat Rhoumane : 356 ; Coupe de l'Oued el Krang : 357 ; Sur la feuille Oued Okris : 358 ; Région de Ras Aroua : 358 ; Sur la feuille Msila : 358.)	
c. <i>Bande des Azerou</i>	358
(Coupe d'Azrou Srhir : 358 ; Azrou el Kebir, 1 ^{re} coupe : 359 ; 2 ^e coupe : 362.)	
2° <i>Caractères de la série</i>	363
a. <i>Série calcaire</i>	363
(Caractères pétrographiques : 363 ; Faunes : 366.)	

b. Formation à <i>Ostrea multicosata</i>	368
(1. Caractères généraux : 368 ; Niveaux fossilifères : 369 ; 2. Les relations actuelles de la série calcaire éocène et de la formation à <i>Ostrea multicosata</i> dans la région de Mansourah : 370.)	
c. <i>Le problème des phosphates</i>	371
(1. Conditions de formation des phosphates : 371 ; 2. Application à la région étudiée : 372.)	
C. <i>Faciès d'El Achir</i>	374
(a. Coupe prise sous es de Dj. es Samea à l'E de Teniet el Merdja : 374 ; b. Coupe au SE de Teniet el Merdja : 374 ; c. Lutétien supérieur à l'W de Teniet el Merdja : 375 ; d. Au SW de Galbois : 376.)	
D. <i>Faciès des Esquilles</i> :	
1° <i>Descriptions détaillées</i>	376
(a. Coupe d'Aïne bou Arif : 376 ; b. Au Koudiat Doumaz et dans la région de Djouara : 384 ; c. Éocène du Koudiat Mahmoud : 384 ; d. Coupe d'E en W dans l'esquille éocène du point C.L. 647,4 - 307,3, près de l'Oued Regassa : 384 ; e. Coupe de la grande esquille éocène située au SE de Koudiat oum Ettagua : 385 ; f. Coupe de la formation à <i>Ostrea multicosata</i> à l'W de Koudiat Rhoumane : 387 ; g. Flanc N du Djebel Choukchot : 389 ; h. Coupe de l'esquille de calcaires éocènes située à l'W de Samma : 389 ; i. Lambeaux de Lutétien supérieur situés dans le Miocène inférieur : 391.)	
2° <i>Caractères des faciès d'El Achir et des Esquilles</i> ...	391
(a. Faciès d'El Achir : 392 ; b. Faciès des Esquilles : 393.)	
3° <i>Formation à Ostrea multicosata</i>	393
(La faune et l'âge de la formation à <i>Ostrea multicosata</i> : 394 ; Découvertes récentes de Lutétien supérieur et de Bartonien dans le Tell algéro-constantinois. Age de la phase orogénique « pyrénéenne » et « seuil lutétien » : 396.)	
V. <i>FACIÈS DU PLATEAU SÉTIFIEN [LAME B₁]</i>	397
A. <i>Introduction et historique</i>	397
B. <i>Coupe de l'Eocène au NNE de Bordj-bou-Arréridj</i> .	398
C. <i>Caractères généraux</i>	399
1° <i>Série calcaire</i>	399
(a. Au N de Bordj-bou-Arréridj : 399 ; b. A l'E de Bordj-bou-Arréridj : 400.)	

2° Série à dominante marneuse	400
3° Comparaison avec le faciès de Mansourah.....	401
VI. CONCLUSION GÉNÉRALE.....	401
Néonummulitique	407
[Lame C ₃]	
I. INTRODUCTION	408
II. HISTORIQUE	408
III. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS	409
A. Série « numidienne »	409
1° Complexe argilo-gréseux de base	409
a. <i>Djebel Metnen</i>	409
(Coupe entre Madjène ben Sabli et Aine Ras el Kolea : 409 ; Route de Medjana à Teniet el Khemis : 411.)	
b. <i>Djebel Mzila</i>	411
2° Série supérieure : barres gréseuses.....	412
a. <i>Massif d'Harraza</i>	412
(Coupe de l'Oued Mergade au Kef Brouer.)	
b. <i>Djebel Mzila</i>	413
c. <i>Massif du Djebel Metnen</i>	413
B. Série de Medjana	414
(Coupe de J. Flandrin et G. Lucas à l'W du Djebel Morissane : 414 ; Coupe de la piste de Dar Zitoun : 414 ; Sur la route de Zemmoura : 416.)	
C. Passage de la série numidienne à la série de Medjana.	416
IV. CARACTÈRES DU NÉONUMMULITIQUE.....	420
A. <i>Lithofaciès</i>	420
(1° Série numidienne : 420 ; 2° Série de Medjana : 421 ; 3° Relations entre les deux séries : 421.)	
B. <i>Caractères du paysage dans les régions d'affleurements numidiens</i>	423
C. <i>Age des formations néonummulitiques de la région des Biban</i>	424
(1° Historique : 424 ; 2° Faunes : 426.)	
D. <i>Caractères de la sédimentation</i>	427
1° <i>Nature des éléments détritiques</i>	427
2° <i>Granulométrie</i>	428

3° <i>Morphoscopie</i>	428
4° <i>Origine géographique des sables</i>	429
5° <i>Série molassique</i>	430
(a. Analyse séquentielle : 430 ; b. Surfaces de stratification : 432 ; c. Contournements de couches : 433 ; d. Conclusion : 436.)	
6° <i>Série gréseuse numidienne</i>	439
7° <i>Molasse et Flysch</i>	441
8° <i>Conditions de dépôt</i>	442
9° <i>Note paléogéographique</i>	444
10° <i>Faciès numidien, kabyle et oranais</i>	445
V. CONCLUSION	445
Miocène	447
I. INTRODUCTION	447
II. HISTORIQUE GÉNÉRAL	449
III. SÉRIE DU DJEBEL MANSOURAH ET DU DJEBEL CHOUKCHOT	449
A. <i>Massif du Djebel Mansourah [Autochtone]</i>	449
1° <i>Horizons de base</i>	450
(a. Coupe du Miocène « calcaire » basal de Teniet er Rih : 450 ; b. Conglomérats et calcaires de Sidi Amar : 451 ; c. Calcaires et grès de Mahfa et d'Aïne Zarora : 452 ; d. Calcaires et grès de Bouhamed : 453 ; e. Coupe du Miocène basal au SE d'El Hamra : 453 ; f. Conglomérats, au SE d'El Hamra : 454 ; g. Secteur de Chelk el Hamra : 455.)	
2° <i>Série marno-gréseuse</i>	455
(a. Coupe au SW d'El Achir : 455 ; b. Sur la feuille Bordj-bou-Arréridj : 456 ; c. Région de Djerhalil : 456 ; d. Versant occidental du Dj. Mansourah : 456 ; e. Selatna oriental : 457 ; f. Selatna occidentale : 457.)	
B. <i>Djebel Choukchot [Subautochtone]</i>	458
1° <i>Flanc méridional (Coupe de Sidi Salem)</i>	458
2° <i>Flanc oriental</i> :	
(a. Esquille d'Oulad Yakoub : 460 ; b. Au SE d'Ed Dahar et au NW du K ^{at} oum Ettagua : 460 ; c. Coupe du K ^{at} oum Ettagua : 461 ; d. Région de Draa Sir Afou : 461.)	
3° <i>Flanc septentrional</i>	462

C. <i>Caractères de la série</i>	463
1° <i>Lithofaciès</i>	463
(a. Horizons de base : 463 ; b. Marnes et grès : 464.)	
2° <i>Coup d'œil sur les régions méridionales et les conditions de dépôt de la série miocène hodnéenne</i> ..	465
3° <i>Faunes</i>	466
(a. Macrofaune : 466 ; b. Microfaunes : 467 ; c. Indications bathymétriques : 469.)	
IV. SÉRIE DE LA DÉPRESSION SUBBIBANIQUE	469
[Lames A ₁ - A ₂]	
A. <i>Bande méridionale</i>	469
(a. Entre El Achir et Draa Loubia : 469 ; b. Au SSE d'El Achir : 470 ; c. Au SE de Draa Loubia : 471 ; d. Rass Melez : 471 ; e. Teniet el Merdja : 471 ; f. Er Baha : 471 ; g. Oued Messissi et affluents : 472 ; h. : Secteur de Mansourah : 472 ; i. Selatna : 473 ; j. Nador : 475 ; k. Angle SE de la feuille Oued Okris : 476.)	
B. <i>Bande médiane</i>	476
(a. Région de Chouf el Guiassa : 476 ; b. Entre le Bled el Guane et l'Oued Feriridj : 476 ; c. Koudiat el Melez : 477 ; d. Secteur Draa Medoura-Koudiat Safha : 477 ; e. A l'W de R'Mila (Romlia) : 478.)	
C. <i>Caractères de la série</i>	479
1° <i>Lithofaciès</i>	479
(a. Horizons de base : 479 ; b. Alternances de marnes et de grès : 479.)	
2° <i>Épaisseurs et conditions de dépôt</i>	481
3° <i>Faunes</i>	482
(a. Macrofaune : 482 ; b. Microfaune : 482.)	
V. SÉRIE DU DJEBEL BOU ZID [UNITÉ C]	483
A. <i>Description</i>	484
B. <i>Fossiles</i>	485
C. <i>Conditions de dépôt</i>	485
D. <i>Comparaisons</i>	486
VI. SÉRIE DE LA DÉPRESSION DE L'OUED SOUMMAM ET DU BASSIN DE BOUIRA [MIOCÈNE POST-NAPPES] ..	486
A. <i>Introduction</i>	486
(Le problème de l'Aquitainien : 487 ; Historique : 488.)	
B. <i>Coupe d'El Mecene à Bechloul</i>	489
C. <i>Conclusion</i>	489

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DES BIBAN 807

VII. CONCLUSIONS.....	490
A. <i>Zones de faciès</i>	490
B. <i>Notes paléogéographiques</i>	491

TOME II

Quaternaire	493
-------------------	-----

I. AVERTISSEMENT	493
------------------------	-----

II. LES GRANDES FORMES D'ÉROSION	493
--	-----

A. <i>Versant méditerranéen</i>	494
---------------------------------------	-----

(1° Glacis d'érosion et formes de dissection : 494 ;
2° Réseau hydrographique : 499.)

B. <i>Versant hodnéen</i>	502
---------------------------------	-----

III. DÉFORMATIONS ET OSCILLATIONS CLIMATIQUES...	503
--	-----

IV. CROUTES CALCAIRES.....	504
----------------------------	-----

V. ÉVOLUTION SUPERFICIELLE DES ROCHES.....	504
--	-----

(1° Décomposition en boules : 504 ; 2° Patines,
croûtes et vernis : 505.)

Tectonique	511
------------------	-----

I. INTRODUCTION GÉNÉRALE	511
--------------------------------	-----

A. <i>Présentation structurale</i>	513
--	-----

B. <i>Ordre d'exposition des matières</i>	515
---	-----

II. HISTORIQUE GÉNÉRAL	517
------------------------------	-----

(1° Distinction de plusieurs phases tectoniques
tertiaires dans le Tell, et lancement des nappes de
charriage : 517 ; 2° Les premiers travaux de J. Sa-
vornin dans les régions hodnéennes : 518 ; 3° Nou-
velles nappes, critiques et mises au point : 519 ;
4° La synthèse de L. Gentil et L. Joleaud : 521 ;
5° Controverse : 521 ; 6° Création de nouvelles
nappes, et abandon des anciennes : 526 ; 7° Char-
riages réduits : 528 ; 8° Travaux récents : 529 ;
9° Rappel de quelques résultats : 533.)

III. AUTOCHTONE	537
-----------------------	-----

1° <i>Le massif du Debel Mansourah</i>	537
--	-----

(a. Généralités : 537 ; b. Accidents longitudi-
naux : 538 ; c. Accidents transversaux : 539 ;

d. Étude structurale détaillée : 540 ; e. Phases de diastrophisme : 542.)

- 2° *Relations entre le massif du Dj. Mansourah et les unités de la zone subbibanique*..... 545

IV. UNITÉS INFÉRIEURES DE LA ZONE SUBBIBANIQUE : SUBAUTOCHTONE, LAMES A_1 - A_2 ET KLIPPES SÉDIMENTAIRES 546

A. *Le bombement du Djebel Choukchot*..... 546

1° *Les grands traits de la structure*..... 547

(a. Généralités : 547 ; b. Partie centrale du massif : 547 ; c. Flanc méridional : 547 ; d. Failles de Samma et d'Oulad Yakoub : 549 ; e. Phases de diastrophisme : 551.)

2° *Les dislocations superficielles entre le Kef Agnane et le Koudiat oum Ettagua*..... 551

3° *Analogie avec les rides prérfaines*..... 555

4° *Conclusion* 555

B. *Prolongement oriental du Dj. Choukchot et passage à l'allochtone* 556

C. *Coussinet miocène entraîné à la base des lames de l'unité A* 557

D. *Les glissements dans la mer du Miocène inférieur*... 559

1° *Les klippes sédimentaires de Koudiat el Melez* .. 560

2° *Les alternances Sénonien - Miocène entre Koudiat el Melez et Rass Chenaguir* 563

3° *Les klippes sédimentaires à l'E de Mansourah*... 564

4° *Le massif du Djebel Kasbah* 565

5° *L'avant-pays méridional du massif de Kasbah et l'unité d'El Mouilha* 568

6° *Le lambeau de Sidi Taieb*..... 568

7° *Klippes sédimentaires et courants de turbidité*... 569

8° *Conclusion* 570

E. *Définition et caractères généraux des unités structurales : Subautochtone, Lames A_1 et A_2* 571

F. *Extension et caractères des lames A_1 - A_2 sur la feuille Bordj-bou-Arréridj. La zone des bombements*..... 576

V. LAMES A_3 - A_4 581

1° *Introduction* 581

2° *Le contact de base de la lame A_3* 584

3°	<i>Constitution et structure de la lame A₃</i>	588
	(a. A l'W d'Iril bel Hadj : 589 ; b. A l'E d'Iril bel Hadj : 594 ; c. De Selatna à Mansourah : 599 ; d. Écaillage en bordure de l'autochtone : 602.)	
4°	<i>Le problème de l'Eocène bordant la chaîne des Azerou</i>	609
5°	<i>Limite entre A₃ et A₄</i>	611
6°	<i>Caractères généraux de la lame A₄</i>	612
7°	<i>Etude régionale de la lame A₄</i>	613
	(a. Au S de la chaîne des Biban s. str. : 613 ; b. Au S et au SE du Djebel Mzita : 618 ; c. Le complexe A ₃ -A ₄ à l'E de Mansourah : 618.)	
8°	<i>Relations entre la lame A₄ et la zone bibanique</i> ...	619
9°	<i>Le Trias contenu dans la lame A₄</i>	620
	(a. Lame triasique du Koudiat Djebessa : 620 ; b. Lame d'Aïne Atalba : 625 ; c. Lame de Tirzeu Dzougra : 626 ; d. Le passage entre les lames A ₄ et B ₁ dans la dépression de l'Oued Mzita : 627.)	

VI. LA CHAÎNE DES AZEROU ET SES RELATIONS AVEC LES UNITÉS VOISINES 627

1°	<i>Structure générale et signification de la chaîne des Azerou</i>	627
2°	<i>Notes historiques</i>	629
3°	<i>Azrou el Kebir</i>	632
4°	<i>Azrou Shir</i>	633
5°	<i>Relations entre les Azerou et leur bordure éocène</i> ...	635
6°	<i>Relations entre les Azerou et la lame A₄</i>	635
7°	<i>Relations entre les Azerou et la chaîne des Biban</i> ..	635

VII. ZONE BIBANIQUE 636

1°	<i>Introduction et historique</i>	636
2°	<i>Régions occidentales</i>	636
	(a. Unité des Portes de Fer : 636 ; b. Unité de Sidi Mohammed Amokrane et structure de la région de Sebkhia : 637.)	
3°	<i>Régions orientales</i>	640
4°	<i>Les problèmes du faux-autochtone à l'intérieur de la zone bibanique</i>	641
	(a. Unité de Sidi Mohammed Amokrane : 641 ; b. Région de Sebkhia : 644.)	
5°	<i>Relations entre la bordure méridionale de la zone bibanique et la lame A₄</i>	647
6°	<i>Remarques sur le déplacement de la zone bibanique</i> ..	651
7°	<i>Conclusion</i>	652

VIII. MISE EN PLACE ET ORIGINE DE L'UNITÉ A.....	653
1 ^o <i>Mécanisme de mise en place</i>	653
2 ^o <i>Ampleur du déplacement et patrie de l'unité A</i>	655
3 ^o <i>Conclusions</i>	658
IX. UNITÉS B ET C	660
1 ^o <i>Unité B</i>	660
a. <i>Définition</i>	660
b. <i>Historique</i>	661
c. <i>Localisation</i>	661
d. <i>Subdivisions</i>	661
e. <i>Origine</i>	662
f. <i>Comportement des assises sénoniennes</i>	663
g. <i>Etude régionale</i>	663
(1. Affleurements occidentaux : 663 ; 2. Affleurements méridionaux, entre la dépression de Mzita - Portes de Fer et la région de Bordj.-bou-Arréridj : 668 ; 3. Lamé B ₂ : 682 ; 4. Affleurements septentrionaux : 684.)	
2 ^o <i>Unité C</i>	685
a. <i>Introduction</i>	685
b. <i>Définition</i>	685
c. <i>Historique</i>	685
d. <i>Subdivisions et style tectonique</i>	688
e. <i>Etude régionale sommaire</i>	691
(1. Le massif du Djebel Morissane et du Djebel Metnen : 691 ; 2. Le Djebel Mzita : 694 ; 3. Le massif d'Harraza-Djebel-bou-Zid : 695.)	
3 ^o <i>Remarques sur la limite entre unités B et C. Le problème du Sénonien conglomératique</i>	696
4 ^o <i>Remarques sur l'allure générale des unités A, B et C dans la zone subbibanique</i>	697
5 ^o <i>Origines des constituants sédimentaires des unités B et C</i>	698
X. DÉPOTS POST-NAPPES : MIOCÈNE DU SILLON CHÉLIF-SOUMMAM	699
Conclusions générales	703
I. RAPPEL DE NOTIONS ACQUISES	703
A. <i>Régions autochtones, subautochtones et parautochtones</i>	703
B. <i>Patries des terrains allochtones de la région des Biban</i>	704
(Trias : 705 ; Sénonien : 705 ; Éocène : 706 ; Oligocène : 706 ; Miocène : 707.)	

II. RELATIONS ENTRE DOMAINES DE SÉDIMENTATION, ZONES DE FACIÈS ET ZONES STRUCTURALES. DIRECTIONS LONGITUDINALES ET TRANSVERSALES.....	707
(Zones longitudinales : 707; Accidents transversaux : 708; Documents paléogéographiques et palinostiques : 710.)	
III. LES DOMAINES DE SÉDIMENTATION ET LEUR ÉVOLUTION	711
1 ^o <i>Domaine présaharien</i>	711
2 ^o <i>Domaine du sillon tellien</i>	713
(Zone bibanique : 714; Zone des Babors : Zone intermédiaire : 718.)	
3 ^o <i>Domaine du Flysch</i>	720
4 ^o <i>Domaine kabyle</i>	724
5 ^o <i>Remarques sur la patrie du Flysch et les charriages nord-telliens</i>	726
6 ^o <i>Terres émergées et sources de quartz</i>	728
IV. MÉCANISME DES CHARRIAGES	728
1 ^o <i>Problèmes du Trias</i>	729
(Rôle dans la tectogénèse : 729; Age des migrations : 729; Dômes de sel, diapirs et semelles : 731.)	
2 ^o <i>Formation et déplacement des nappes</i>	733
(Compression et éjection : 733; Décollement, refoulement, glissement : 735; Déplacement sur glacis et synthèse : 737.)	
V. HISTOIRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE..	742
A. <i>Période prétectogénique</i>	743
(Trias : 744; Jurassique : 745; Crétacé : 746; Éonumultique : 748.)	
B. <i>Période tectogénique</i>	749
1 ^o <i>Age des sédiments antérieurs au Miocène post nappes</i>	749
2 ^o <i>Phases tectogéniques</i>	750
3 ^o <i>Mise en place des nappes</i>	751
4 ^o <i>Epoques de l'évolution</i>	754
(Éocène supérieur et Oligocène inférieur : 754; Oligocène supérieur : 755; Oligocène terminal - Miocène basal : 756; Miocène I : 756).	
C. <i>Période orogénique</i>	758
1 ^o <i>Evolution miocène post-nappes</i>	759
(Chronologie : 759; Bombements et sillons : 760.)	

2° <i>Evolution plio-quaternaire</i>	761
(Mise en place du réseau hydrographique : 763.)	
VI. CORRÉLATIONS NORD-AFRICAINES	764
A. <i>Prolongement des nappes sud-telliennes</i>	764
(A l'W de la région des Biban : 764 ; A l'E de la région des Biban : 765.)	
B. <i>Age des charriages berbéro-siciliens</i>	766
Résumé	769

TABLE DES ILLUSTRATIONS

a. FIGURES

(les titres des dépliant sont donnés en caractères gras)

Figures	Pages
1. — Situation de la région étudiée	35
2. — Coupures cartographiques et répartition des levers.....	37
3. — Unités géographiques entre la plaine du Hodna et la chaîne du Djurdjura.....	42
4. — Les divisions géographiques de A. Bernard et E. Ficheur dans la région des Biban et à ses abords.....	44
5. — Hauteurs de pluie en millimètres.....	50
6. — Affleurements et cicatrices triasiques	65
7. — La lame triasique du Koudiat Djebessa, vue du point C.L. 651,95 - 315,80	74
8. — Le Koudiat Djebessa au NW de la gare de Mzita (C.L. 649,75 - 315,80)	76
9. — El Guantra	77
10. — Deux types de relations entre lames triasiques sur le revers S de la chaîne des Biban.....	78
11. — Le contact de base de l'unité C, le long de la piste d'Harraza	79
12. — La lame triasique de Ras Afirouh.....	80
13. — Types de lames triasiques complexes.....	81
14. — Lames triasiques, unités structurales et situation du Séno- nien microconglomératique dans la partie SW de la feuille Beni Mansour et la partie NW de la feuille Mansourah... ..	82
15. — Contact de base de l'unité C, sur les flancs du massif d'Harraza	84
16. — Trias dans les marnes sénoniennes au N de Fedala.....	85
17. — La semelle triasique de l'unité B, sur le flanc S du Djebel Mzita	86
18. — Répartition des affleurements et des faciès du Crétacé	113
19. — Région d'El Hamra-Dreât	121
20. — Le flanc NW du Djebel Mansourah	123
21. — Profil stratigraphique de la série éocrétacée d'El Hamra- Dreât.....	124
22. — Itinéraire de la coupe du Bled Gueblija.....	138
23. — Profils stratigraphiques de l'Éocrétacé du Bled Gueblija et des Azerou	147
24. — Les faciès de l'Éocrétacé, entre l'Atlas saharien et la zone bibanique	168

25. — Néocrétacé du Dreât et du Bled Gueblia	181
26. — Néocrétacé du Djebel Choukchot	190
27. — Néocrétacé des Azerou	202
28. — Vue sur la chaîne des Biban et la chaîne des Azerou, et profils stratigraphiques correspondants	209
29. — Repérage des subdivisions de la coupe de Bab el Kebir ..	212
30. — Détails de la coupe de Bab el Kebir	216
31. — Bancs rognoneux du Sénonien néritique, observés à la Raquette de Mansourah	235
32. — Boudins et nodules du Sénonien néritique	237
33. — Oueds entre la chaîne des Biban et la chaîne des Azerou ..	252
34. — Situations des microfaunes sénoniennes recueillies dans l'Oued Tazdart et l'anticlinal de Mzita	258
35. — Vue de la rive gauche de l'Oued Agoulès, près de la termi- naison occidentale d'Azrou Shrir	264
36. — Sphéroïdes fibro-radiés de barytine	272
37. — Terminaison de la lame triasique supportant l'unité B; au NE de la maison forestière d'Arboul	275
38. — Lentilles calcaires à patine jaune du Sénonien (unité B, piste d'Harraza à Fedala)	280
39. — Lambeau du point 1047, à l'E de Fedala	292
40. — Essai de corrélation entre diverses séries sénoniennes locales de la zone subbibanique	305
41. — Répartition des affleurements et des faciès de l'Éonummul- itique	327
42. — Profil stratigraphique de la série éonummulitique de Nador	332
43. — Coupe d'Iril bel Hadj	344
44. — Série de profils stratigraphiques de l'Éonummulitique sous le faciès de Mansourah	366
45. — Itinéraire et coupe d'Aïne bou Arif	377
46. — Comparaison entre les faciès et les épaisseurs des séries éonummulitiques de la zone subbibanique	403
47. — Répartition des affleurements et des faciès du Néonummul- itique et du Miocène inférieur	407
48. — Valeur morphologique des couches décrites p. 409-410 ..	410
49. — Coupe de Mechta Mergade au Kef Brour	412
50. — Les affleurements néonummulitiques de la région d'Arbane.	417
51. — Coupe schématique dans le secteur de Teniet el Kerba...	419
52. — Profils schématiques des séries néonummulitiques de la région des Biban	422
53. — Granoclassement et figures de fluxion dans la série molas- sique de Medjana	431
54. — Contournement des feuillets gréseux (<i>convolute bedding</i>) dans la série molassique de Medjana	434
55. — Figures de charge	435
56. — Types de structures observées à la base de bancs gréseux reposant sur des pélites	437
57. — Le Djebel bou Zid vu du Kef Brour	483
58. — Pente du glacis supérieur sur le flanc SW du Dj. Mzita...	494
59. — Le Djebel Mzita, vu du marabout Sidi Belkassem près de Mansourah	495

Figures	Pages
60. — Profils de versants dans la région des Portes de Fer.....	496
61. — Formes d'érosion et de remblaiement dans la région des Portes de Fer.....	498
62. — Coupes transversales de vallées dans la zone subbibanique..	500
63. — Carte tectonique de la région des Biban	511
64. — Coupes générales de la région des Biban, donnant les relations entre les unités structurales	515
65. — Coupe NS dans le Djebel Mansourah.....	536
66. — Bordure septentrionale de l'autochtone et partie inférieure de l'allochtone dans la région d'El Hamra.....	543
67. — L'autochtone et sa limite septentrionale entre le Djebel Mansourah et Kherabcha.....	544
68. — Coupes générales dans le massif du Djebel Choukchot.....	548
69. — Structure du Djebel Choukchot dans la région du Kef Maisseur.....	550
70. — Secteur de Koudiat oum Ettagua.....	552
71. — Torsion de la barre des crêtes du Djebel Choukchot et situation structurale du K ^{at} oum Ettagua.....	554
72. — Lambeau miocène allochtone apparaissant à la limite du Subautochtone et de la lame A ₃ , sur le flanc N du Djebel Choukchot.....	557
73. — Relations entre autochtone, lames A₁ et A₂ près de Mansourah Kebira	559
74. — Klippes sédimentaires de Koudiat el Melez (partie occidentale).....	561
75. — Klippes sédimentaires dans le secteur de Koudiat el Melez (partie orientale)	562
76. — Vue sur les klippes sédimentaires de la figure 75	562
77. — Relations entre Sénonien néritique et Miocène inférieur au NE de K ^{at} el Melez (vue et coupe schématique).....	562
78. — Intercalation de Lutétien supérieur dans le Miocène inférieur de la lame A ₁	570
79. — Contact de l'autochtone et de l'allochtone entre El Hamra et Selatna.....	572
80. — Contacts entre les lames A ₁ et A ₂ , A ₂ et A ₃	574
81. — Secteur de Chouf el Guiassa	575
82. — Coupes dans le secteur de Chouf el Guiassa	575
83. — Structure de l'unité A, à l'E d'Aïne Defla.....	578
84. — Structure de la lame A ₁ à l'E de Mansourah.....	579
85. — Relations entre le complexe A ₁ -A ₂ et la lame A ₃ , à l'ENE du Djebel Choukchot.....	582
86. — Structure de la lame A ₃ et contact entre les lames A ₂ et A ₃ au SW de la gare de Mzita.....	583
87. — Coupe au S du point 707 de Chenaguir Maleha.....	584
88. — Rass Chenaguir	585
89. — Contact entre les lames A ₂ et A ₃ au N de la forêt de Mansourah.....	586
90. — Contact entre les lames A ₂ et A ₃ au NE de Mansourah...	587
91. — Coupes entre l'arête du Dj. Dima et l'Oued el Had.....	590

Figures	Pages
92. — Coupe au S de Draa el Onk.....	591
93. — Structure d'Erbadgi.....	592
94. — Secteur de Mechta Zenatzia.....	592
95. — Coupe dans la partie occidentale des affleurements éocènes de Mechta Zenatzia.....	593
96. — Rive gauche de l'Oued ben Daoud, au NW du K ^{at} Rhoumane.....	594
97. — Biseautage progressif de la barre calcaire éocène, au N de l'Oued ben Daoud.....	595
98. — Lentille calcaire éocène de l'Oued Zantit.....	596
99. — Coupe à l'E de Ras el Kef.....	597
100. — Secteur à l'W de Koudiat Errih.....	597
101. — La lame A ₃ au SE de la gare de Mzita.....	598
102. — Le secteur de Bled Hazazgour, au NE de Mansourah....	599
103. — Vue sur la région de Djebana Chachoua.....	601
104. — Région de Djebana Chachoua-Koudiat ben Saada.....	601
105. — Interprétation générale de la région de Koudiat ben Saada.....	601
106. — Terminaison orientale de la bande éocène de l'Oued ben Berrhoul.....	603
107. — Structure de la région située entre l'Oued ben Berrhoul et l'Oued Freriridj.....	604-606
108. — Schéma structural indiquant les relations entre autochtone, lames A ₁ et A ₂ , dans le secteur de Mansourah-les-Biban....	607
109. — Les écailles de Zitoun.....	609
110. — Coupe schématique à travers l'anticlinal de Mzita et le synclinal de Tizi Kelaa.....	615
111. — Vue de la berge de l'Oued Tazotta.....	621
112. — Les accidents de la région de Ras Afirouh.....	622
113. — Vues de la chaîne des Azerou.....	628
114. — Le chaînon d'Azrou el Kebir (chaîne des Azerou)....	630-631
115. — Le chaînon d'Azrou Srhir (chaîne des Azerou).....	633
116. — Façade orientale du chaînon d'Azrou Srhir.....	633
117. — Le contact entre Vraconien d'Azrou Srhir et Sénonien de la lame A ₄	634
118. — Principaux éléments structuraux de la zone bibanique...	635
119. — Extrémité de l'arête située au NE du cimetière des Portes de Fer.....	637
120. — L'unité des Portes de Fer à l'W de Bab el Kebir.....	638
121. — Lambeau de décollement au NW de Sidi Nesroun.....	640
122. — La chaîne des Biban et l'unité de Sidi Mohammed Amokrane, à l'E de Bab el Kebir.....	641
123. — Deux interprétations de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane.....	642
124. — Carte géologique de la région de Sebkhah.....	645
125. — Coupes dans la région de Sebkhah.....	647
126. — Le contact anormal séparant les zones bibanique et subbibanique, au pied septentrional du chaînon d'Azrou el Kebir.....	648
127. — Structure de la région située au S du Hammam el Biban..	649
128. — Divers aspects de la bordure sénonienne de la chaîne des Biban.....	650

Figures	Pages
129. — Développement des lames de l'unité A suivant le méridien 2 G 20'	656
130. — Relations entre la bordure méridionale de la zone bibanique, l'unité B et l'unité C de la zone subbibanique, dans le secteur d'Iril Ouiazit.....	665
131. — Carte géologique de la région d'Harraza-Fedala-Aine bou Rhout	666
132. — Le contact de base de l'unité B, sur le flanc SW du Djebel Mzita	669
133. — Secteur d'Iguer Entarhioult.....	670
134. — Rabotage basal de l'unité B dans le secteur de Tizi Ichmoumène	671
135. — Ras bel Ouahad, vu de l'Oued Hazazgour.....	672
136. — Relations entre les unités A et B dans la région de l'Oued Mzita	673
137. — Structure des unités A et B dans la dépression de l'Oued Mzita	673
138. — Coupes le long de la crête au NE d'El Adjouga.....	675
139. — Coupe sur la rive gauche du Chabet Tagdoult, à l'E de Sidi Makhoulf	676
140. — Structure de la région de Dar Beida	676
141. — Relations entre les unités A, B et C, au S du Djebel Metnen	677
142. — La semelle de l'unité B au NW du Télégraphe de Medjana	678-679
143. — La kippe de Draa Semmana	681
144. — Le contact entre les lames B ₁ et B ₂ au NE de Kasbah (SE du Dj. Mzita)	683
145. — Carte structurale du massif des Dj. Metnen et Morissane (unité C).....	690
146. — Le Djebel Mzita, vu de l'ESE	694
147. — Situation des klippes sédimentaires dans le Miocène pré-saharien	712
148. — Structure de la zone subbibanique	716-717
149. — Évolution tectogénique de la zone des Écailles intermédiaires (ou zone intermédiaire)	719

b. PLANCHES

- I. — Autochtone, subautochtone et unité A, à l'W de Mansourah.
- II. — Carte et coupes du secteur de Mansourah-les-Biban.
- III. — Les collines sénono-éocènes à l'W de Mansourah.
- IV. — Lames de l'unité A à l'WSW de la gare de Mzita.
- V. — Coupe structurale synthétique entre la dépression hodnéenne et le massif de Grande Kabylie.
- VI. — Évolution de l'Atlas tellien au N du Hodna.

c. PHOTOGRAPHIES

- A. — La gorge de la Petite Porte de Fer (Bab es Srrir).
 - B. — L'unité des Portes de Fer : Versant septentrional de la chaîne des Biban et piton oriental d'El Mecène.
 - C. — Extrémité SW de l'unité de Sidi Mohammed Amokrane.
 - D. — Calcaires à silex thanétiens sous le faciès de Mansourah.
 - E. — Nodules zonés et écailleux du Maestrichtien, recueillis dans les marnes sombres à reflets brun-roux.
 - F. — Sénonien à plaquettes calcaires et niveaux détritiques de la lame B₂.
 - G. — Galets calcaires à bourgeons siliceux, contenus dans le Sénonien conglomératique.
 - H. — Figures de fluxion et de charge au mur d'un banc gréseux miocène.
 - I. — Figures de fluxion (lobate rill marks) au mur d'un banc gréseux de la série oligocène de Medjana.
 - J. — Décomposition en miches de calcaires sénoniens, à l'E de la chaîne des Azerou.
 - K. — Boules résultant de la fragmentation d'un banc calcaire sénonien.
 - L. — Décomposition en « oreillers » d'une dalle calcaire sénonienne.
 - M. — Nodules calcaires à croûte jaune du Sénonien de la lame B₁.
 - N. — Glissements en chaîne dans les marnes sénoniennes de la lame A₄.
 - O. — Le flanc méridional du massif du Djebel Kasbah.
-

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Formes d'érosion en climat semi-aride

Vu et approuvé :

Paris, le 7 Juin 1957

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

J. PERES

Vu

et Permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie

de Paris,

Jean SARRAILH

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Formes d'érosion en climat semi-aride

Vu et approuvé :

Paris le 7 Juin 1957

Le Doyen de la Faculté des Sciences

J. L. LANGE

et l'année d'inscription :
La Faculté de l'Université
de Paris
Jean BARBAULT

